

Карельский научный центр
Российской академии наук

ТРУДЫ

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 2, 2016

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск
2016

Главный редактор

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

Редакционный совет

А. М. АСХАБОВ, академик РАН, д. г.-м. н., проф.; Т. ВИХАВАЙНЕН, доктор истории, проф.; А. В. ВОРОНИН, д. т. н., проф.; С. П. ГРИППА, к. г. н., доцент; Э. В. ИВАНТЕР, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; А. С. ИСАЕВ, академик РАН, д. б. н., проф.; А. М. КРЫШЕНЬ (зам. главного редактора), д. б. н.; Е. В. КУДРЯШОВА, д. флс. н., проф.; В. В. МАЗАЛОВ, д. ф.-м. н., проф.; И. И. МУЛЛОНЕН, д. фил. н., проф.; Н. Н. НЕМОВА, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; В. В. ОКРЕПИЛОВ, академик РАН, д. э. н.; О. Н. ПУГАЧЕВ, член-корр. РАН, д. б. н.; Ю. В. САВЕЛЬЕВ, д. э. н.; Д. А. СУБЕТТО, д. г. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, член-корр. РАН, д. г. н., проф.; В. В. ЩИПЦОВ, д. г.-м. н., проф.

Editor-in-Chief

A. F. TITOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.

Editorial Council

A. M. ASKHABOV, RAS Academician, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.), Prof.; S. P. GRIPPA, PhD (Geog.), Assistant Prof.; A. S. ISAEV, RAS Academician, DSc (Biol.), Prof.; E. V. IVANTER, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; A. M. KRYSHEN' (Deputy Editor-in-Chief), DSc (Biol.); E. V. KUDRYASHOVA, DSc (Phil.), Prof.; V. V. MAZALOV, DSc (Phys.-Math.), Prof.; I. I. MULLONEN, DSc (Philol.), Prof.; N. N. NEMOVA, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; V. V. OKREPILOV, RAS Academician, DSc (Econ.); O. N. PUGACHYOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.); Yu. V. SAVELIEV, DSc (Econ.); V. V. SHCHIPTSOV, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; D. A. SUBETTO, DSc (Geog.); T. VIHAVAINEN, PhD (Hist.), Prof.; A. V. VORONIN, DSc (Tech.), Prof.

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.; А. И. ГОЛУБЕВ, к. г.-м. н.; В. Н. КОЖЕВНИКОВ, д. г.-м. н.; В. С. КУЛИКОВ, д. г.-м. н.; А. В. ПЕРВУНИНА (ответственный секретарь), к. г.-м. н.; А. М. ПЫСТИН, д. г.-м. н., проф.; С. А. СВЕТОВ (зам. отв. редактора), д. г.-м. н., проф.; А. И. СЛАБУНОВ, д. г.-м. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, чл.-корр. РАН, д. г. н., проф.; М. М. ФИЛИППОВ, д. г.-м. н.; Н. В. ШАРОВ, д. г.-м. н.; Е. Ф. ШЕКА, д. ф.-м. н., проф.; А. А. ЩИПАНСКИЙ, д. г.-м. н.; В. В. ЩИПЦОВ (отв. редактор), д. г.-м. н., проф.

Editorial Board of the «Precambrian Geology» Series

N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.); M. M. FILIPPOV, DSc (Geol.-Miner.); A. I. GOLUBEV, PhD (Geol.-Miner.); V. N. KOZHEVNIKOV, DSc (Geol.-Miner.); V. S. KULIKOV, DSc (Geol.-Miner.); A. V. PERVUNINA (Executive Secretary), PhD (Geol.-Miner.); A. M. PYSTIN, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; N. V. SHAROV, DSc (Geol.-Miner.); A. A. SHCHIPANSKIY, DSc (Geol.-Miner.); V. V. SHCHIPTSOV (Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; E. F. SHEKA, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. I. SLABUNOV, DSc (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. V. VREVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.

ISSN 1997-3217 (печатная версия)

ISSN 2312-4504 (онлайн-версия)

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>

© Карельский научный центр РАН, 2016

© Институт геологии Карельского научного центра РАН, 2016

УДК 552.16:552.18 (470.2+48) +551.71/.72+553.411

SCHEME OF MINERAL FACIES OF METAMORPHIC ROCKS AND ITS APPLICATION TO THE FENNOSCANDIAN SHIELD WITH REPRESENTATIVE SITES OF OROGENIC GOLD MINERALIZATION

S. A. Bushmin, V. A. Glebovitsky

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS

Our recent studies of metamorphism within the Fennoscandian (or Baltic) Shield area with representative sites of orogenic gold mineralization based on the scheme of mineral facies of metamorphic rocks introduced earlier inspired thorough revision of that scheme. The proposed scheme retains the commonly adopted nomenclature (prehnite-pumpellyite, greenschist, amphibolite, granulite, blueschist and eclogite facies) and is based on thermodynamic calculations and published empirical and experimental data on mineral equilibria in metapelitic and metaafic rocks.

We present two simplified maps of Archean and Proterozoic metamorphism, that offer good examples of the application of this improved scheme of metamorphic facies. The maps specify the prevailing metamorphic conditions and their relevant tectonic settings. Gold mineralization of economic interest is spatially associated with low-temperature low-pressure metamorphic terrains metamorphosed at the greenschist to low amphibolite facies of the andalusite-sillimanite facial series.

Key words: metamorphic facies; metamorphism; mineral reaction; mineral paragenesis; P-T conditions; T/P gradient; orogenic gold; shear zone; accretionary orogen.

С. А. Бушмин, В. А. Глебовицкий. СХЕМА МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ЕЕ ПРИМЕНЕНИЕ К ТЕРРИТОРИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА С ПРОЯВЛЕНИЯМИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОРОГЕННОГО ТИПА

В процессе исследования особенностей метаморфизма в районах Фенноскандинавского (или Балтийского) щита с проявлениями золоторудной минерализации орогенного типа частично изменена ранее предложенная схема минеральных фаций метаморфических пород. Предлагаемая новая схема, сохраняющая традиционные названия фаций (пренит-пумпеллитовая, зеленосланцевая, амфиболитовая, гранулитовая, голубых сланцев, эклогитовая), основана на оригинальных термодинамических расчетах и опубликованных расчетных и экспериментальных данных по минеральным равновесиям в метапелитах и метабазитах и учитывает новые данные по метаморфизму изученной территории.

Статья сопровождается двумя упрощенными картами метаморфизма архейского и протерозойского возраста в качестве примера применения схемы метаморфических фаций при исследовании P-T условий метаморфизма и особенностей их пространственной локализации. Показано, что все промышленные проявления золотой минерализации орогенного типа расположены в зонах LT-LP метаморфизма от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фаций And-Sil фациальной серии.

Ключевые слова: метаморфическая фация; метаморфизм; минеральная реакция; минеральный парагенезис; P-T условия; T/P градиент; орогенное золото; сдвиговая зона; аккреционный ороген.

1. Introduction

Our study of metamorphism was focused on the Fennoscandian (or Baltic) Shield area with representative sites of orogenic gold mineralization (the term is according to [Groves et al., 1998]) and encompasses parts of the major tectonic units of the Fennoscandian Shield (Karelian craton, Svecofennian accretionary orogen, Belomorian-Lapland collision orogen). In the course of this study the scheme of mineral facies of metamorphic rocks introduced earlier by Bushmin and Glebovitsky [2008] was thoroughly revised. The paper is accompanied by two simplified maps of metamorphism of Archean and Proterozoic age as examples illustrating the application of the improved scheme of metamorphic facies to investigation of metamorphism. The abbreviations of minerals and other symbols used in this paper are listed in Table 1.

According to Eskola's facies concept [Eskola, 1920], the mineral composition of metamorphic rocks is a reflection of the external P-T conditions of metamorphism and the bulk rock chemistry. Thus, the variations in the mineral paragenesis at an unchanging bulk rock composition reflect changes in the P-T conditions. The term «mineral paragenesis» denotes sets of coeval equilibrium minerals. Mineral parageneses provide information on the physical-chemical conditions of metamorphism. Thus, metamorphic mineral facies/subfacies (or just metamorphic facies/subfacies) define the P-T regions in which certain groups of metamorphic rocks are made up of certain mineral parageneses.

So far, various schemes of metamorphic mineral facies have been developed in P-T space [e. g. Fyfe, 1962; Dobretsov et al., 1970, 1972, 1974; Glebovitsky, 1973; Winkler, 1976; Glebovitsky, 1977; Korikovskiy, 1979; Spear, 1993; Bushmin, Glebovitsky, 2008]. Mineral facies define mineral parageneses for various rock types and are based on petrogenetic grids that always pertain to certain chemical systems, e. g. KFMASH, etc. The main purpose of the schemes is to specify the relative position and PT-boundaries of mineral facies and subfacies. The areas of metamorphic rocks corresponding to certain mineral facies and subfacies shown in metamorphic maps will demonstrate the P-T conditions of metamorphism and the spatial distribution of these parameters.

The facies and subfacies are determined first of all using the compositions of metapelites and

metabasites. Metapelites rich in potassium are most susceptible to variations in P-T conditions and are thus the potential source of the most detailed information about the conditions of metamorphism. Most researchers [e. g. Dobretsov et al., 1970; Glebovitsky, 1977; Spear, 1993; Berman et al., 2000; Bucher, Frey, 2002; Bushmin, Glebovitsky, 2008] consider similar mineral reactions as facies boundaries in metapelitic and metabasic rocks. These are so-called «key mineral reactions». The reasons for minor differences in positions of these reactions in P-T space are inconsistencies in the thermodynamic databases used in the calculations, variations in the water activity in the fluid, and the results of experiments.

The following mineral reactions are most commonly recognized as the temperature boundaries of metamorphic facies and subfacies in metapelites:

- kaolinite decomposition (a typical supergene mineral) with pyrophyllite formation
- first appearance of muscovite and chlorite, and then biotite and garnet (almandine)
- chloritoid decomposition and staurolite appearance
- staurolite decomposition
- muscovite decomposition with the formation of K-feldspar in parageneses with aluminum silicates (andalusite, sillimanite, kyanite); and the simultaneous appearance of migmatites
- biotite decomposition and orthopyroxene appearance, first in parageneses with K-feldspar and then with K-feldspar+cordierite
- appearance of the spinel+quartz and sapphirine+quartz parageneses.

The equilibria of Al_2SiO_5 polymorphs (kyanite, andalusite, and sillimanite) with the triple point at $P = 3.73$ kbar and $T = 506$ °C were calculated on the basis of the thermodynamic dataset compiled by Berman [1991] and Aranovich and Berman [1996]. These values are similar to experimental data: $P = 3.76$ kbar, $T = 501$ °C [Holdaway, 1971]. The stability fields of andalusite, sillimanite, and kyanite are used to define pressure boundaries between both metamorphic facies/subfacies and the And-Sil (high thermal T/P gradient) and Ky-Sil (low thermal T/P gradient) metamorphic facies series. Mineral reactions in metapelites which cause the appearance or disappearance of, e. g., garnet+cordierite, orthopyroxene+sillimanite+quartz parageneses play the same role in defining the pressure boundaries. Another fact taken

Table 1. Mineral abbreviations and other symbols

Symbol	Full name	Symbol	Full name	Symbol	Full name
Ab	Albite	Frs	Fersmite	Phl	Phlogopite
Act	Actinolite	Fs	Ferrosillite	Phn	Phengite
Adr	Andradite	Fsp	Feldspar	Pl	Plagioclase
Aeg	Aegirine	Fu	Fuchsite	Po	Pyrrhotite
Alm	Almandine	Gd	Gedrite	Pre	Prehnite
Als	Aluminium silicate	Ghn	Gahnite	Prl	Pyrophyllite
Am	Amphibole	Gl	Glaucophane	Prp	Pyrope
Ame	Amesite	Gn	Galena	Ps	Pistacite
An	Anorthite	Gr	Garnet	Pum	Pumpellyite
And	Andalusite	Grs	Grossular	Px	Pyroxene
Ank	Ankerite	Gru	Grunerite	Py	Pyrite
Ann	Annite	Gt	Graphite	Qu	Quartz
Ant	Anthophyllite	Hb	Hornblende	Rbd	Rhabdophane
Ap	Apatite	Hd	Hedenbergite	Rbk	Riebeckite
Apy	Arsenopyrite	He	Hercynite	Rht	Richterite
Ara	Aragonite	Hl	Halite	Ro	Rhodonite
Arf	Arfvedsonite	Hm	Hematite	Rpd	Ripidolite
Atg	Antigorite	Hq	Holmquistite	Rsm	Rossmannite
Aug	Augite	Hs	Hastingsite	Rt	Rutile
Bd	Baddeleyite	Hy	Hypersthene	Sap	Sapphirine
Bo	Bornite	Im	Ilmenite	Sch	Scheelite
Bre	Breunnerite	Irt	Ilmenorutile	Scp	Scapolite
Brr	Barroisite	Jd	Jadeite	Sid	Siderite
Brt	Barite	Ka	Kaolinite	Sil	Sillimanite
Bt	Biotite	Kfs	K-feldspar	Slc	Silica amorphous
Bz	Bronzite	Kor	Kornerupine	Smt	Smithsonite
Cal	Calcite	Krs	Kersutite	Sp	Spinel
Cc	Chalcocite	Kt	Kataphorite	Sph	Sphalerite
Cch	Clinochlore	Ky	Kyanite	Sps	Spessartine
Cel	Celadonite	L	Liquid phase	Srp	Serpentine
Chl	Chlorite	Le	Lepidolite	St	Staurolite
Chm	Chamosite	Lex	Leucoxene	Stp	Stilpnomelane
Chr	Chromite	Lm	Limonite	Str	Strontianite
Cmb	Columbite	Lw	Lawsonite	Sym	Symplektite
Cob	Cobaltite	Ma	Margarite	Tan	Tantalite
Coe	Coesite	Mag	Magnesite	Tc	Talc
Cor	Corundum	Mb	Molybdenite	Tht	Thorite
Cp	Chalcopyrite	Mi	Microcline	Tmt	Titanomagnetite
Cpx	Clinopyroxene	Mnt	Montmorillonite	To	Topaz
Crb	Carbonate	Mnz	Monazite	Tr	Tremolite
Crd	Cordierite	Mr	Marcasite	Ts	Tschermakite
Crt	Carinthine	Mt	Magnetite	Tt	Titanite
Cst	Cassiterite	Mu	Muscovite	Tu	Tourmaline
Ctd	Chloritoid	Ne	Nepheline	Ur	Uraninite
Cum	Cumingtonite	Oam	Orthoamphibole	Usp	Ulvospinel
Czo	Clinzoisite	OI	Olivine	Uvr	Uvarovite
Di	Diopside	Om	Omphacite	Ver	Vermiculite
Dol	Dolomite	Opq	Opaque minerals	Vs	Vesuvianite

End of Table 1

Symbol	Full name	Symbol	Full name	Symbol	Full name
Dph	Daphnite	Opx	Orthopyroxene	Wn	Winchite
Ed	Edenite	Or	Orthoclase	Wo	Wollastonite
En	Enstatite	Ort	Orthite	WR	Whole rock
Ep	Epidote	Osm	Osumilite	Wt	Wolframite
Fa	Fayalite	Pa	Paragonite	Xen	Xenotime
fl	Fluid	Pe	Pentlandite	Ze	Zeolite
Flu	Fluorite	Pg	Pargasite	Zo	Zoisite
Fo	Forsterite	Pgt	Pigeonite	Zrn	Zircon

into consideration was garnet appearance or disappearance in paragenesis with plagioclase, cummingtonite, hornblende and clinopyroxene in metabasites. Estimation of pressure by this criterion is less certain but rather convenient because it is easy to identify the presence or absence of garnet in Ca-rich mafic rocks. At a moderate pressure and temperature parageneses with cummingtonite and plagioclase gradually disappear, and parageneses with garnet and hornblende appear as their alternative under relatively high pressures. As the pressure increases, cummingtonite and plagioclase are replaced by garnet with progressively increasing Mg content and by hornblende, which is progressively enriched in Al. The Cum+Pl paragenesis thus becomes unstable in high-pressure complexes. Also, orthopyroxene is an important index mineral in mafic rocks at a high pressure and temperature. With increasing pressure, Opx+Pl becomes unstable, and this paragenesis is replaced by Gr+Cpx+Pl and eventually by Gr+Cpx.

Upon revising our earlier scheme [Bushmin, Glebovitsky, 2008], we decided not to distinguish the epidote-amphibolite facies as an independent one, and this facies is instead included in the low-temperature part of amphibolite facies in our newly introduced variant of the scheme. Our reasoning is that the position of the high-T boundary of the epidote-amphibolite facies is very uncertain and depends on many factors. In particular, epidote and chlorite, typical of the epidote-amphibolite facies, can also remain stable in mafic rocks metamorphosed to the amphibolite facies (chlorite – in Mg-rich rocks, and epidote – in Ca-rich rocks). In this case, the characteristic paragenesis of the epidote-amphibolite facies in metabasites is Hb+Ep+Pl+Chl+Qu±Gr, which can also be stable in the low-T part of the amphibolite facies. Only in the rocks of basaltic composition, the absence of epidote may indicate conditions of the amphibolite facies, when epidote eventually disappears at increasing temperature, and when the mineral paragenesis contains more amphibole and calcic plagioclase. Moreover, epidote contains Fe³⁺ and

chlorite may also contain minor Fe³⁺, and their stability is thus very sensitive to the value of oxygen fugacity (f_{O_2}). At increasing f_{O_2} the field of epidote stability widens significantly towards higher temperatures. Also, in magnesium-rich metapelites, chlorite may remain stable up to the medium-T amphibolite facies. All these considerations made a ground to omit the epidote-amphibolite facies as an independent facies due to the significant uncertainties of its boundaries. Now we regard it as a low-temperature part of the amphibolite facies.

Analysis of experimental data and thermodynamic calculations shows that, on a generalized «universal P-T grid» for various rock types, the boundaries between mineral facies may be only gradual, due to the wide variation in the composition of mineral solid solutions, bulk rock chemistry, and water activity.

The proposed scheme of mineral facies demonstrates only the principal relationships between metamorphic facies and subfacies, with their boundaries often defined not by a single line but rather by a series of closely spaced lines of univariant reactions, in the result of which characteristic mineral parageneses appear or disappear. In a general case, these reactions relate to systems containing K, Na, Ca, Fe, Mg, Al, and Si. The position of univariant boundary lines in P-T space depends on the composition of solid solutions in the MAS, FAS, FMAS, KFMAS, CFMAS and other systems. If other elements, e. g., Mn, Zn, Ti, and Cr, are contained in a system, the stability fields of minerals that contain these elements expand, and the lines of the univariant reactions are accordingly transformed into divariant or multivariant fields. The boundaries become more diffuse and turn into linear tracts. Such effects of additional elements were considered in publications dedicated to this problem [e. g. Spear, 1993; Mahar et al., 1997; White et al., 2000; Tinkham et al., 2001; Ashley, Law, 2015]. Therefore, boundaries between adjacent facies and some subfacies in the scheme are shown not as thin lines but in the form of broad P-T transition zones (Fig. 1). It should be emphasized that the facies boundaries shown in Fig. 1 do

not coincide exactly with the experimentally established reaction lines in simplified systems. The boundaries between facies or subfacies which deviate from experimentally validated boundary equilibria at $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}}$ are consistent with an appreciable decrease in $P_{\text{H}_2\text{O}}$ with depth. We assume [Glebovitsky, 1977; Korikovskiy, 1979] that $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5-0.2 P_{\text{total}}$ if the total pressure is higher than 5–6 kbar. These constraints determine the approximate position of curvilinear facies boundaries at variable $P_{\text{H}_2\text{O}}$ under high-temperature and high-pressure conditions. Vast information on the stability of mineral assemblages in real metamorphic complexes with estimated P-T parameters was also taken into account. Our newly obtained and published data [Korikovskiy, 1979; Berman, 1991; Powell et al., 1998; Powell, Holland, 2008; Bushmin, Glebovitsky, 2008 and references therein] on particular mineral reactions (experiments, calculations, natural equilibria) make up the basis for the proposed scheme.

2. Scheme of mineral facies of metamorphic rocks

It is difficult to determine the boundary between diagenesis and metamorphism by petrographic criteria. Nevertheless, such a boundary could be established in the rocks according to the first appearance of zones or clusters with newly formed minerals being in physical-chemical equilibrium. Establishing equilibrium requires full recrystallization of the protolith minerals, for example, of clastic and clay fragments, the ordering of the structures of the mica-minerals and an equilibrium distribution of chemical components between the minerals.

Mineral parageneses are defined for various rock types (metapelites, metabasites, etc). We also use the terms «Ca-poor» and «Ca-rich» rocks, which have no genetic sense. The group of «Ca-poor» rocks comprises rock types in which Ca is contained mostly in plagioclase and, sometimes, in minor carbonates, and epidote (Al-metapelites, K-metapelites, K-poor metapelites, Mg-metapelites, K-metasandstones, metasandstones, metagranites, etc). The «Ca-rich» rocks group includes various rocks in which Ca is accommodated in rock-forming minerals (metamafic rocks or metabasites, for example, metabasalts, metaandesites, basic tuffs, basic metasandstones, some metagreywackes, metadiorites, metagabbros, etc). The mineral parageneses of calc-silicate rocks are described separately.

2.1. Prehnite-pumpellyite (or zeolite) facies

In this lowermost temperature facies of relatively low pressure (Fig. 1) the metamorphic

recrystallization of whole rock is often feeble and mineral equilibria are often not reached on the whole-rock scale. In fact, this mineral assemblage consists of relic and newly formed metamorphic minerals. Rocks of this facies typically exhibit local alterations with equilibria often reached along fractures in the primary magmatic or sedimentary rocks. The facies is characterized by the presence of prehnite and pumpellyite in various parageneses with chlorite, zeolites (analcime, laumontite, stilbite, and wairakite), actinolite (at higher pressure and temperature), and albite in volcanic rocks and by the presence of kaolinite, hydromuscovite, montmorillonite, and vermiculite in metapelites.

2.2. Greenschist facies

In this low-temperature metamorphic facies (Fig. 1) muscovite, biotite and garnet first appear. Parageneses with chlorite and chloritoid become abundant in Ca-poor rocks. In Ca-rich rocks, assemblages of actinolite with epidote (or zoisite), albite and chlorite are stable. In calc-silicate rocks, the calcite+dolomite+quartz paragenesis is stable. Other minerals such as clinozoisite, chlorite, ankerite and scapolite may also be stable. At the low-temperature boundary of the greenschist facies, hydromicas, montmorillonite, and vermiculite disappear completely in metapelites, and chlorite+muscovite paragenesis appears. Kaolinite decomposes in Al-rich rocks and produces pyrophyllite. In metabasites the breakdown of prehnite and pumpellyite produces parageneses with actinolite, epidote, chlorite, albite, paragonite and carbonate. In this facies, the *stilpnomelane-muscovite-chlorite* (the first chlorite+muscovite), *muscovite-chlorite-biotite* (the first biotite) and *chlorite-chloritoid-almandine* (the first garnet) subfacies can be distinguished.

Stilpnomelane-muscovite-chlorite subfacies (1) (here and below, Arabic numerals of subfacies correspond to those in Fig. 1). In Ca-poor rocks quartz, chlorite, muscovite, albite, stilpnomelane, pyrophyllite, carbonates (ankerite and calcite), kaolinite, talc, paragonite, and occasional microcline are stable, whereas chloritoid, garnet, and biotite are unstable. In Ca-rich rocks quartz, albite, carbonates, chlorite, epidote, zoisite, actinolite are stable.

Muscovite-chlorite-biotite subfacies (2). Biotite is stable and widespread in K-metasandstones. Stilpnomelane gradually disappears in metapelites, and the first paragenesis with low-Al biotite appears: $\text{Stp} + \text{Chl} + \text{Mu} = \text{Bt} + \text{Mu}$. The first high-Fe chloritoid as a product of the reaction $\text{Chl}_{\text{Fe}} + \text{PrI} = \text{Ctd}_{\text{Fe}} + \text{Qu}$ can appear at approximately the same temperature in high-Al metapelites.

The first aluminum silicates (andalusite, kyanite) appear in high-Al metapelites as products of pyrophyllite dehydration. In Ca-poor rocks biotite, muscovite, phengite, chlorite, chloritoid, stilpnomelane, microcline, carbonates (ankerite and calcite), talc, albite and cummingtonite (in K-poor rocks) are stable. The assemblage of biotite with chloritoid is however unstable. In Ca-rich rocks quartz, albite, carbonates, epidote, clinozoisite, and chlorite are stable. Pale-colored hornblende may appear together with colorless actinolite, and pumpellyite disappears completely.

Chlorite-chloritoid-almandine subfacies (3) is typical of kyanite-type greenschist complexes. In andalusite-type complexes, this subfacies occurs only in a small high-temperature part of the greenschist facies. Under the conditions of this subfacies, the first Fe-rich garnet (almandine) appears as a product of Fe-chlorite breakdown in the reaction $Qu + Chl_{Fe} = Gr_{Fe}$. With increasing temperature, the Mg-content of garnet and chlorite increases. As pressure increases, the reaction of chlorite decomposition shifts toward low temperatures (Fig. 1). Thus, at a higher pressure (more than ~5 kbar), the first garnet (almandine) gradually appears together with the first biotite. The paragenesis of almandine, chlorite and chloritoid is critical for this subfacies. Thus, chloritoid, kyanite (andalusite), chlorite, muscovite, almandine, albite, biotite, stilpnomelane, and cummingtonite (in K-poor rocks) are stable in Ca-poor rocks. At the same time, assemblages biotite+andalusite (or kyanite) and biotite+chloritoid are unstable. In Ca-rich rocks colorless actinolite sometimes with pale-colored hornblende is stable, as well as chlorite, epidote, carbonates, albite, and garnet.

2.3. Amphibolite facies

The low-T boundary of amphibolite facies (Fig. 1) in metapelites at a pressure higher than 2 kbar is defined by the appearance of staurolite due to the gradual breakdown of chloritoid (transition to *subfacies 4* and *5*). Iron-richest chloritoid is the first to disappear. In the KFMAS system, the boundary is not a single line but a series of closely spaced lines of mineral reactions within a narrow T interval. As temperature increases in the field of andalusite stability, the reactions are: $Ctd + Chl + And = St + Qu$, $Ctd + And + Qu = St + Gr$, $Ctd + Chl + Qu = St + Gr$, and $Ctd + Qu = St + Chl + Gr$. In the field of kyanite stability the reactions are: $Ctd + Chl + Ky = St + Qu$, $Ctd + Chl + Mu = St + Bt + Qu$, $Ctd + Ky + Qu = St + Gr$, $Ctd + Mu + Qu = St + Bt + Gr$, and $Ctd + Qu = St + Gr + Ky$. In a very narrow temperature interval (within the Ky field) the biotite+chloritoid paragenesis can be stable:

$Gr + Chl + Mu = Bt + Ctd + Qu$. In Mg-metapelites, mainly in the field of andalusite stability, the first cordierite may appear as a product of the reaction $Phl + Als = Crd_{Mg} + Mu$. At pressures lower than 2 kbar, where staurolite is completely unstable, the low-T boundary with the greenschist facies is defined by a series of closely spaced reaction lines in the narrow temperature *transition zone 9a*: $Ctd + Qu = Gr + Crd + Chl$, $Ctd + Qu = Chl + Gr + And$, $And + Chl + Qu = Gr + Crd$, and $Chl + Mu + Qu = Bt + Crd$. As a consequence, chloritoid disappears, chlorite disappears gradually, and parageneses of cordierite with garnet and biotite with andalusite appear in *subfacies 9*: $Chl + Mu + Qu = Gr + Crd + Bt$ and $Gr + Chl + Mu = Bt + And + Qu$.

In metabasites, actinolite disappears, and the parageneses of bluish green hornblende with epidote, plagioclase (oligoclase), chlorite and garnet are stable. Garnet is however less typical, and even completely absent at a low pressure if the rocks are not rich in Fe. Increasing pressure widens the field of epidote (clinozoisite, zoisite)+plagioclase stability towards high temperatures (*subfacies 5*).

The wide temperature range of this facies (from ~450 to ~750 °C) enables the subdivision of the amphibolite facies into low-, medium- and high-T parts. The abundance of various metapelitic assemblages sensitive to variation in P-T conditions makes it possible to distinguish a series of temperature subfacies at different pressures.

The low-T part of the amphibolite facies (*subfacies 5, 4*) is the stability field of staurolite-bearing mineral assemblages together with chlorite in metapelites. The parageneses chlorite+staurolite±garnet and chlorite+cordierite are widespread. At a very low pressure (*zone 9a of subfacies 9*), the paragenesis garnet+cordierite without staurolite appears for the first time among chlorite assemblages. Parageneses of bluish green and green hornblende with epidote, chlorite, plagioclase (albite-oligoclase), and garnet (Fe-rich rocks) are stable in metabasites. These rocks are characterized by an abundance of equilibrium chlorite. In calc-silicate rocks the dolomite+quartz paragenesis may be preserved or alternative tremolite+calcite paragenesis appears. Other minerals such as hornblende, chlorite, clinozoisite, zoisite, ankerite, scapolite, and garnet (grossular-andradite) may also be stable.

Subfacies 4 and *5* correspond to different pressure conditions. The *andalusite-chlorite-staurolite subfacies (4)* is characterized by the stability of muscovite, biotite, andalusite, staurolite, cordierite, garnet, anthophyllite (in K-poor rocks), and chlorite. The *kyanite-chlorite-staurolite subfacies (5)* is characterized by the stability of muscovite, staurolite, biotite, kyanite, garnet, chlorite, and

cordierite (only at moderate P near the andalusite field). Cummingtonite is stable in K-poor rocks in both subfacies. There is a narrow temperature zone (~450–480 °C) in *subfacies 4* and *5* in which the parageneses chloritoid+staurolite and chloritoid+biotite are stable in high-Al metapelites up to the complete decomposition of chloritoid (*transition zones 4a* and *5a*). The assemblage cordierite+staurolite is unstable within the entire temperature interval of *subfacies 4* and *5*.

The medium-T part of the amphibolite facies (Fig. 1) in metapelites encompasses the stability field of staurolite-bearing assemblages (*subfacies 6, 7, 8*), after chlorite disappearance in the rocks with a medium Mg content, and the stability field of two-mica with alumina silicates assemblages (*subfacies 9, 10, 11*) after complete disappearance of staurolite and the «last» chlorite (in Mg-rich rocks). In *subfacies 6, 7, 8* the assemblage of staurolite with cordierite and without chlorite develops for the first time, but it is abundant only in low-P metapelites of andalusite-sillimanite complexes (*subfacies 6, 7a*). For the first time, the parageneses of biotite+aluminum silicates (kyanite or andalusite or sillimanite) appear at moderate to high pressures in staurolite-bearing rocks and at low pressures (less than 2 kbar) in staurolite-free biotite-garnet schists. In Ca-rich rocks epidote and chlorite disappear from the hornblende assemblages, except for the situations discussed above. In calc-silicate rocks clinopyroxene (diopside) first appears after the breakdown of dolomite+quartz and tremolite+calcite+quartz assemblages. As a result, diopside or alternative tremolite+calcite+quartz paragenesis may be stable. At higher temperature in quartz-free rocks clinopyroxene together with calcite and tremolite are stable. Other minerals such as hornblende, clinozoisite, zoisite, scapolite, and garnet (grossular-andradite) may also be stable. Also, it is noteworthy that at low pressures (*subfacies 9, 6*) the medium-T part of the amphibolite facies begins at a temperature around 480–500 °C, whereas at high pressures (*subfacies 8*) it begins at ~550 °C.

The transition to the medium-T part of the amphibolite facies (to *subfacies 6, 7, 8* and *9, 10, 11*) in metapelites is defined by the disappearance of chlorite-bearing assemblages in the staurolite stability field and by the first appearance of biotite in parageneses with aluminum silicates (andalusite, sillimanite, and kyanite). This transition is via a series of closely spaced lines of mineral reactions. In the field of kyanite stability these reactions are: $St+Chl+Mu = Bt+Ky+Qu$, $Gr+Chl+Mu = Bt+Ky+Qu$, $St+Chl+Qu = Gr+Crd$ (narrow P-T space), $Ky+Chl+Qu = St+Crd$, $Chl+Mu+Qu = Bt+Crd$, $Chl+Mu+Qu = Bt+Crd+Ky$ (at

moderate pressure), and $Chl+Mu = Bt+Ky+Qu$. In the field of andalusite stability these reactions are: $St+Chl+Mu = Bt+And+Qu$, $St+Chl+Qu = Gr+Crd$, $And+Chl+Qu = St+Crd$, $Chl+Mu+Qu = Bt+Crd$, and $Chl+Mu+Qu = Bt+Crd+And$. Outside the staurolite stability field at pressures less than 2 kbar, after chlorite disappearance in the transition zone 9a, the paragenesis of biotite and andalusite appears also in *subfacies 9*: $Gr+Chl+Mu = Bt+And+Qu$. But in Mg-metapelites, Mg-chlorite with muscovite, biotite and andalusite can still be stable.

Depending on pressure, the staurolite stability field without chlorite can be subdivided into the *andalusite-biotite-staurolite (6)*, *sillimanite-biotite-staurolite (7)*, and *kyanite-biotite-staurolite (8) subfacies*. These staurolite-bearing subfacies in metapelites are characterized by the stability of staurolite, muscovite, biotite, kyanite (sillimanite, andalusite), garnet, cummingtonite (K-poor rocks), gedrite (K-poor rocks in kyanite field), anthophyllite (K-poor rocks in andalusite field), and cordierite. At the same time, the assemblage biotite+garnet+kyanite (sillimanite, andalusite) is unstable in all these subfacies. Cordierite is abundant mainly in the field of andalusite and sillimanite stability (*subfacies 6 and 7*). Cordierite together with garnet is unstable in kyanite field (*subfacies 8*). However, this assemblage is stable under a lower pressure together with sillimanite (*subfacies 7*) or andalusite (*subfacies 6*). Bluish green hornblende, plagioclase, garnet, clinopyroxene, cummingtonite, and in certain situations also epidote, zoisite, chlorite (*subfacies 6*), and carbonates are stable in Ca-rich rocks.

Depending on pressure, two-mica with alumina silicates parageneses can be subdivided into the *andalusite-biotite-muscovite (9)*, *sillimanite-biotite-muscovite (10)*, and *kyanite-biotite-muscovite (11) subfacies*. The boundary between *subfacies 6, 7, 8* and *subfacies 9, 10, 11* is identified by the disappearance of staurolite and Mg-chlorite: $St+Mu+Qu = Bt+Gr+Ky$ (Sil, And), $St+Qu = Gr+Gd+Ky$, $St+Qu = Gr+Crd+Sil$, $St+Qu = Gr+Crd+And$, and $Chl_{Mg}+Mu = Phl+Als$. Around this boundary, the univariant $Bt+Als+Gr+St+Mu+Qu$ paragenesis can exist and is commonly found in metapelites. In K-metapelites (muscovite-bearing schists) staurolite disappears at a temperature (maximum ~600–620 °C) lower than that in K-poor metapelites (maximum ~650 °C), in which, for example, an alternative paragenesis of gedrite, kyanite and garnet is formed at a high pressure. *Subfacies 9, 10, 11* in Ca-poor rocks are characterized by the stability of andalusite (sillimanite, kyanite), biotite, muscovite, garnet, cordierite, cummingtonite (K-poor rocks), plagioclase, and gedrite (K-poor rocks in the field of

andalusite and sillimanite). Cordierite is stable and abundant mainly in the field of andalusite and sillimanite (*subfacies 9 and 10*), whereas in the field of kyanite (*subfacies 11*) this mineral can be stable in Al-, Mg-metapelites. Cordierite together with garnet are not stable in the field of kyanite (*subfacies 11*), and at a lower pressure, they are stable with sillimanite (*subfacies 10*) and andalusite (*subfacies 9*). In the low-temperature part of the low-pressure *andalusite-biotite-muscovite subfacies (9)*, chlorite can be preserved in Mg-metapelites. In K-poor rocks containing gedrite and cummingtonite, Fe-orthopyroxene appears for the first time as a product of the reactions $Cum+Gr = Gd+Opx$, $Gr+Gd = Opx+Qu$, and $Cum+Mt = Opx+Qu$.

The medium-T subfacies of the amphibolite facies in metabasites are defined by the disappearance of epidote and chlorite from hornblende-plagioclase (oligoclase-andesine) assemblages and appearance of the $Hb\pm Cpx+Gr+Pl$ paragenesis of the high-P amphibolite facies in the kyanite-sillimanite type of metamorphism (*subfacies 7b, 10b, 14b, 8, 11, 15*), and the $Hb\pm Cpx+Cum+Pl$ paragenesis of low-P amphibolite facies in the andalusite-sillimanite type of metamorphism (*subfacies 7a, 10a, 14a, 6, 9, 12*). As pressure decreases, garnet and aluminous hornblende disappear gradually from the assemblages of these subfacies. At first, parageneses with low-Al hornblende, cummingtonite, garnet and plagioclase appear. Then low-P parageneses without garnet begin to form. Occasionally, in the medium-T part of the amphibolite facies, Mg-chlorite remains in parageneses with hornblende. The disappearance or existence of epidote containing Fe^{3+} depends on f_{O_2} .

The high-temperature part of the amphibolite facies, in which anatexis and migmatization of rocks start to develop, is the P-T stability field of orthoclase-bearing assemblages with biotite and aluminum silicates as products of muscovite breakdown before the appearance of orthopyroxene in metapelites (*subfacies 12, 13, 14, 15*). Zones with rocks bearing the sillimanite+orthoclase paragenesis are sometimes called second sillimanite zones. In metabasites, hornblende parageneses with plagioclase and clinopyroxene are widespread. Depending on pressure and Fe content, cummingtonite and garnet appear in or disappear from these parageneses. In calc-silicate rocks the assemblage $Cal+Tr$ disappears and parageneses with clinopyroxene become abundant. Hornblende, plagioclase and calcite are stable. At higher temperature forsterite becomes stable. Other minerals such as scapolite, garnet (grossular-andradite), and dolomite may also be stable.

Depending on pressure, this part of the amphibolite facies is subdivided into the *biotite-andalusite-orthoclase (12)*, *biotite-garnet-cordierite-orthoclase (13)*, *biotite-sillimanite-orthoclase (14)*, and *biotite-kyanite-orthoclase (15) subfacies*. The boundary between «muscovite» (9, 10, 11) and «orthoclase» (12, 13, 14, 15) subfacies is identified by the complete disappearance of muscovite. In Ca-rich rocks epidote, zoisite, and chlorite disappear completely; and brown-green hornblende, plagioclase, garnet, clinopyroxene and cummingtonite are stable. In K-poor rocks, cummingtonite, anthophyllite (commonly in the field of andalusite) and gedrite (in the field of sillimanite and kyanite) as well as Fe-orthopyroxene can occur. The *biotite-andalusite-orthoclase subfacies (12)* occupies a small field, in which the biotite+andalusite+orthoclase paragenesis may contain cordierite and garnet. However, garnet, cordierite and orthoclase are unstable if occurring together. The *biotite-sillimanite-orthoclase subfacies (14)* occupies an extensive field, in which the biotite-sillimanite-orthoclase paragenesis may also contain cordierite and garnet, but the $Gr+Crd+Kfs$ assemblage is unstable here similar to *subfacies 12*. The boundary of the *biotite-garnet-cordierite-orthoclase subfacies (13)* with *subfacies 12 and 14* is determined by the disappearance of the $Bt+Sil(And)+Qu$ paragenesis. Under the conditions of *subfacies 13*, biotite, garnet, cordierite, sillimanite (andalusite) and orthoclase are stable in various combinations, except only for $Bt+Als+Qu$. Around this boundary the univariant $Bt+Sil+Gr+Crd+Kfs$ paragenesis can exist. Biotite, kyanite, garnet and orthoclase are stable under the conditions of the *biotite-kyanite-orthoclase subfacies 15*. In this subfacies cordierite is of limited abundance in Mg-rich metapelites and the garnet+cordierite assemblage is unstable.

2.4. Granulite facies

In general, this is a P-T stability field for the orthopyroxene-orthoclase paragenesis in Ca-poor rocks and orthopyroxene-clinopyroxene-plagioclase paragenesis with garnet (at higher pressure) or without garnet (at lower pressure) in Ca-rich rocks (Fig. 1). The low-T boundary of granulite facies in Ca-poor rocks is defined by the gradual appearance of the orthopyroxene+orthoclase paragenesis as a breakdown product of low-Al and low-Mg biotite by the reaction $Bt+Qu = Kfs+Opx$ and/or by dehydration melting. The further transition at increasing temperature to orthoclase-cordierite-orthopyroxene granulite is related to the gradual decomposition of high-Al and relatively low-Mg biotite: $Bt+Gr+Qu = Kfs+Crd+Opx$.

In Mg-rich rocks, however, biotite is preserved. Ca-free amphibole disappears completely. Under the same T-conditions, hornblende and cumingtonite disappear from mineral assemblages in Ca-rich rocks. At higher pressure, the $\text{Cpx}\pm\text{Opx}+\text{Gr}+\text{Pl}$ paragenesis of high-P granulite facies (*subfacies 16b, 17, 19b, 20, 21, 22*) appears due to intensive growth of garnet at increasing pressure. But at lower pressure, the garnet-free $\text{Cpx}\pm\text{Opx}+\text{Pl}$ paragenesis of moderate- and low-P granulite facies (*subfacies 16a, 19a, 18*) is stable. Hornblende breakdown depends on water activity, quartz content in the rock and on its Mg content. That is why hornblende often occurs in granulites. In calc-silicate rocks clinopyroxene, calcite, forsterite, plagioclase, hornblende, garnet (grossular-andradite), and wollastonite may be stable. Wollastonite can appear in these rocks as a result of the reaction $\text{Ca}+\text{Qu} = \text{Wo}$.

The granulite facies is subdivided into the *biotite-garnet-orthoclase-orthopyroxene (16)*, *biotite-garnet-sillimanite-orthoclase (17)*, *quartz-spinel (18)*, *garnet-cordierite-orthoclase-orthopyroxene (19)*, *sillimanite-orthopyroxene (20)*, *quartz-sapphirine (21)*, and *kyanite-orthopyroxene (22) subfacies*.

The *biotite-garnet-orthoclase-orthopyroxene (16)* and *biotite-garnet-sillimanite-orthoclase (17) subfacies* are the transitional low-T part of the granulite facies at low and moderate pressures, where the breakdown of biotite in Ca-poor rocks initiates the formation of the stable assemblage of orthopyroxene and orthoclase, but still without cordierite, which will appear in this paragenesis at a higher temperature. Orthopyroxene, high-Al and high-Ti biotite, sillimanite, garnet, cordierite, and orthoclase are stable under the conditions of these subfacies. However, $\text{Opx}+\text{Sil}$, $\text{Opx}+\text{Crd}+\text{Kfs}$, and $\text{Gr}+\text{Crd}+\text{Kfs}$ assemblages are unstable in *subfacies 17*, and the $\text{Opx}+\text{Sil}$ and $\text{Opx}+\text{Crd}+\text{Kfs}$ assemblages are unstable in *subfacies 16*. Around the boundary between *subfacies 16* and *17* the univariant $\text{Bt}+\text{Sil}+\text{Gr}+\text{Crd}+\text{Kfs}$ paragenesis is possible for several reasons, including the expansion of the garnet stability field due to variation in the Ca and Mn contents and the expansion of the biotite stability field due to variation in Fe, Al and Ti. In Ca-rich rocks, garnet in paragenesis with pyroxenes and brown hornblende is common only in *subfacies 17* and *16b*, whereas in *subfacies 16a* garnet disappears completely at pressures decreasing from moderate to low.

The *quartz-spinel (18)* and *garnet-cordierite-orthoclase-orthopyroxene (19) subfacies* occupy the high-temperature part of the granulite facies at low and moderate pressures. These high-T granulites are characterized by the disappearance of

sillimanite and garnet assemblages with low-Mg high-Al biotite and the appearance of the orthopyroxene+orthoclase+cordierite paragenesis. Orthopyroxene, garnet, cordierite, sillimanite, orthoclase, and spinel (with quartz only in *subfacies 18*) are stable under the conditions of *subfacies 18* and *19*, but the $\text{Opx}+\text{Sil}+\text{Qu}$ assemblage is unstable, and the $\text{Gr}+\text{Crd}+\text{Sil}$ assemblage is stable only in *subfacies 19*. It should be noted that Zn-bearing spinel, which is not rare in granulites, can also be stable with quartz at much higher pressures and lower temperatures than in *subfacies 18*. Mg-rich biotite may occur in K-metapelites together with orthoclase and orthopyroxene up to ~850–900 °C and then it disappears gradually by the reactions $\text{Bt}_{\text{FeMg}}+\text{Qu} = \text{Bt}_{\text{Mg}}+\text{Opx}+\text{Crd}+\text{Kfs}$ and $\text{Bt}_{\text{Mg}}+\text{Qu} = \text{Opx}_{\text{Mg}}+\text{Crd}_{\text{Mg}}+\text{Kfs}$. In Ca-rich rocks, garnet in association with pyroxenes and brown hornblende is typical only of the high-P part (*subfacies 19b*) of the *garnet-cordierite-orthoclase-orthopyroxene subfacies (19)*. When pressure drops, garnet disappears from the parageneses with pyroxenes and hornblende (*subfacies 19a*) and is as a rule absent in Ca-rich parageneses of the quartz-spinel *subfacies (18)*.

The *sillimanite-orthopyroxene (20)*, *quartz-sapphirine (21)* and *kyanite-orthopyroxene (22) subfacies* occupy the high-T and high-P (more than ~9 kbar) part of the granulite facies. The low-P boundary of the *sillimanite-orthopyroxene subfacies (20)* is defined by the disappearance of the $\text{Gr}+\text{Crd}$ assemblage and the appearance of the alternative $\text{Opx}+\text{Sil}+\text{Qu}$ paragenesis. The high-P boundary of the *sillimanite-orthopyroxene subfacies (20)* with *kyanite-orthopyroxene subfacies (22)* is defined by the appearance of the $\text{Ky}+\text{Opx}$ paragenesis at the phase transition of sillimanite into kyanite and, as a result, the breakdown of the most magnesian «last» cordierite: $\text{Crd}_{\text{Mg}} = \text{Opx}_{\text{Mg}} + \text{Ky} + \text{Qu}$.

In the low-T part of the *sillimanite-orthopyroxene (20)* and *kyanite-orthopyroxene (22) subfacies* near the boundary with the amphibolite facies, the stable mineral assemblage consists of orthopyroxene, sillimanite (kyanite), quartz and garnet, but without orthoclase. Orthoclase appears in this paragenesis at increasing temperature as a product of the reaction $\text{Bt}+\text{Gr}+\text{Qu} = \text{Opx}+\text{Als}+\text{Kfs}$. Under the conditions of *subfacies 20* and *22*, biotite, orthopyroxene, garnet, sillimanite (kyanite), cordierite (only in *subfacies 20*), sapphirine, orthoclase, and spinel are stable in Ca-poor rocks, but the assemblages sapphirine+quartz, spinel+quartz, and cordierite+garnet are unstable. As in the low-pressure granulite subfacies, the preservation of biotite depends on the contents of Mg, Al, Ti, and water

activity, so that the Bt+Opx+Sil+Kfs+Qu paragenesis is preserved in, for example, Mg-metapelites. In Ca-rich rocks, the stable mineral assemblage consists of pyroxenes, brown hornblende (only in the low-T region), garnet, and plagioclase.

The Qu+Sap paragenesis is the main criterion for recognition of the *quartz-sapphirine subfacies* (21). Its boundary with the *sillimanite-orthopyroxene subfacies* (20) is determined by the reaction $\text{Opx} + \text{Sil} + \text{Crd} = \text{Sap} + \text{Qu}$; the boundary with the *garnet-cordierite-orthoclase-orthopyroxene subfacies* (19) by the reaction $\text{Crd} + \text{Gr} + \text{Sil} = \text{Sap} + \text{Qu}$; and the boundary with the *quartz-spinel subfacies* (18) by the reaction $\text{Sp} + \text{Crd} + \text{Sil} = \text{Sap} + \text{Qu}$. Under the conditions of the *quartz-sapphirine subfacies* (21), the following minerals are stable in various combinations: sapphirine, biotite, orthopyroxene and sillimanite (sillimanite together with orthopyroxene only in the restricted high-pressure part of this subfacies), garnet and cordierite (only in the low-temperature part near the boundary with *subfacies* 19), orthoclase and spinel (spinel together with quartz only in the restricted part of relatively low pressure).

2.5. Blueschist (or glaucophane-schist) facies

The blueschist facies (Fig. 1) is a temperature analogue of the prehnite-pumpellyite and greenschist facies at high- and ultrahigh-P. The parageneses of glaucophane, lawsonite, muscovite, phengite and pumpellyite with such typical greenschist minerals as actinolite, zoisite, pyrophyllite, chlorite, garnet, paragonite, stilpnomelane, albite, epidote, calcite, and quartz are stable in Ca-rich rocks. At pressures higher than ~8–11 kbar, almost pure jadeite may appear in paragenesis with quartz. The *lawsonite-glaucophane subfacies* (23) corresponds to the lowest temperature conditions such as in prehnite-pumpellyite and the low greenschist facies, but at high-P (up to 12–13 kbar). The *zoisite-glaucophane subfacies* (24) at temperatures of the prehnite-pumpellyite and greenschist facies corresponds to even higher pressures, up to 13–15 kbar.

The boundary of the *lawsonite-glaucophane subfacies* (23) with the prehnite-pumpellyite facies and partly with the greenschist facies is determined by the reactions $\text{Pr} + \text{PrI} = \text{Lw} + \text{Qu}$, $\text{Pr} + \text{Cal} = \text{Lw} + \text{Zo}$ and $\text{ChI} + \text{Ab} = \text{Gl}$, $\text{Act} + \text{ChI} + \text{Ab} + \text{Qu} = \text{Lw} + \text{Gl}$. As a result, the parageneses of lawsonite and glaucophane with chlorite and albite, with calcite and albite, or with calcite and chlorite, which are typical of this subfacies, appear.

The boundary of the *zoisite-glaucophane subfacies* (24) with the greenschist facies is determined by the reactions $\text{Act} + \text{ChI} + \text{Ab} = \text{Gl} + \text{Zo} + \text{Qu}$ and $\text{Act} + \text{ChI} + \text{Pa} + \text{Ab} = \text{Zo} + \text{Gl}$. Consequently,

parageneses of zoisite or epidote and glaucophane with actinolite and albite, with chlorite and albite, and with chlorite and actinolite become common.

The boundary between *subfacies* 23 and 24 is established by the appearance of zoisite (epidote)+glaucophane paragenesis and gradual disappearance of lawsonite: $\text{Lw} + \text{Act} + \text{Ab} = \text{Zo} + \text{Gl}$ and $\text{Lw} + \text{Act} + \text{Jd} = \text{Zo} + \text{Gl}$ (these reactions are assumed as a boundary), $\text{Lw} + \text{Qu} = \text{Zo} + \text{PrI}$. At increasing temperature, the paragenesis of glaucophane and paragonite appears by the reaction $\text{ChI}_{\text{Al}} + \text{Ab} = \text{Gl} + \text{Pa}$. Also, transitional parageneses of zoisite and glaucophane with chlorite and pargasite, pargasite and omphacite, or omphacite and albite can appear near the high-temperature boundary with the eclogite facies (*subfacies* 25). It is worth noting however that the boundary of lawsonite disappearance at increasing T and P depends considerably on H_2O activity. In a scenario with a high value of this parameter ($P_{\text{H}_2\text{O}} \sim P_{\text{total}}$), lawsonite remains stable together with glaucophane till the high-T boundary with plagioclase-free zoisite-kyanite-quartz eclogites (*subfacies* 25), in which it breaks down via the reaction $\text{Lw} = \text{Zo} + \text{Ky} + \text{Qu}$. In this case the fields of the *lawsonite-glaucophane subfacies* (23) and *zoisite-glaucophane subfacies* (24) overlap and the paragenesis of zoisite, kyanite and quartz may appear in the field of glaucophane stability. The appearance of omphacite in blueschists in the transitional zone to plagioclase-free eclogites (*subfacies* 25) is explained in the same way.

2.6. Eclogite facies

The eclogite facies (Fig. 1) is a temperature analogue of the amphibolite and granulite facies at ultrahigh pressures. The widespread paragenesis of omphacite with garnet (typically pyrope and grossular-rich) is characteristic of this facies. The paragenesis of almost pure jadeite with quartz is formed at pressures higher than ~12 kbar. Other minerals such as amphibole (pargasite), epidote, zoisite, kyanite, paragonite, albite, and Na-Ca-plagioclase may also be stable in the eclogite facies. Often rutile occurs there. Parageneses and various mineral reactions in eclogites after different protolith in the transition zone from amphibolite and granulite facies are well documented in many publications [e. g. Korikovskiy et al., 1997, 1998a, b, 2004; Korikovskiy, 2005, 2009, 2012; Kozlovskii et al., 2015].

Eclogite rocks of the *paragonite-kyanite-zoisite* (25), *zoisite-kyanite-carinthine* (26) and *garnet-kyanite-omphacite* (27) *subfacies* with the zoisite+kyanite+quartz paragenesis are sometimes called plagioclase-free eclogites and the rocks of

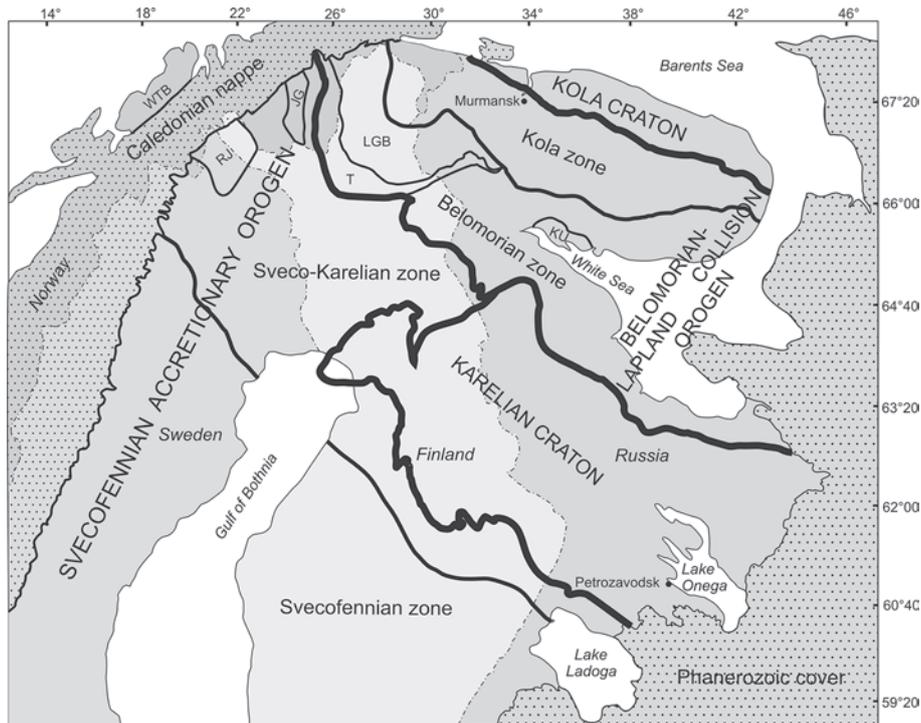


Fig. 2. Major tectonic units of the Fennoscandian Shield.

LGB – Lapland Granulite belt, T – Tana belt

Archean enclaves of the Karelian craton (Archean crust) occurring as relicts within the Sveco-Karelian tectonic zone of the Svecofennian orogen: WTB – West Troms Basement Complex, RJ – Råstojåure complex, JG – Jergul complex

the *plagioclase-kyanite-omphacite subfacies* (28) are called plagioclase eclogites.

The low-temperature boundary of the eclogite facies with the blueschist facies is rather uncertain, because the eclogite mineral assemblage can occur in the high-temperature part of the blueschist facies with glaucophane-bearing assemblages. Glaucophane gradually disappears as a result of mineral transformations, e. g. by the reactions $Zo+Gl+Ab = Om+Pa$, $Zo+Gl+Jd = Om+Pa$, $Gl+Zo = Pg+Pa$, and $Gl+Pg+Qu = Om+Gr$.

The *paragonite-kyanite-zoisite* (25) and *zoisite-kyanite-carinthine* (26) eclogite subfacies correspond to the temperature conditions of the low- to medium-T amphibolite facies. In *subfacies 25* parageneses with paragonite, zoisite, kyanite, quartz, omphacite, pargasite, chlorite, and garnet are widespread, but the assemblages pargasite+kyanite, omphacite+kyanite, and omphacite+kyanite+garnet are unstable. The low-pressure boundary with the low amphibolite facies is determined in Ca-rich rocks by the appearance of zoisite in paragenesis with kyanite, quartz, and paragonite as products of margarite and plagioclase decomposition: $Ma+Qu = Zo+Ky$ and $Pl_{CaNa} = Zo+Ky+Qu+Pa$.

In the *zoisite-kyanite-carinthine subfacies* (26) at increasing temperature paragonite becomes unstable as a result of the reaction

$Pa+Qu = Ab+Ky$, and the carinthine+kyanite paragenesis becomes stable as a result of the reaction $Gr+Chl+Zo+Qu = Crt+Ky$. Parageneses with carinthine (brown pargasite with high Mg, Ca, Al, Ti contents, typical of eclogites), kyanite, zoisite, omphacite, quartz, albite, and garnet are typical of this subfacies. The low-P boundary, as in *subfacies 25*, is determined by the reaction of plagioclase breakdown: $Pl_{CaNa} = Zo+Ky+Qu+Ab$. The boundary between the *zoisite-kyanite-carinthine subfacies* (26) and *subfacies 25* is determined by the decomposition of chlorite-zoisite schists with the formation of the parageneses with carinthine and kyanite: $Gr+Chl+Zo+Qu = Crt+Ky$. Talc in paragenesis with kyanite and muscovite±paragonite (so-called whiteschists) can appear in *subfacies 25 and 26* at the boundary with the amphibolite facies in Mg-metapelites as a product of the reactions $Chl_{Mg}+Phl = Tc+Mu$, $Chl_{Mg} = Tc+Ky$, and $Ab+Ky = Pa+Qu$.

The *garnet-kyanite-omphacite eclogite subfacies* (27) corresponds to the temperature conditions of medium-T amphibolite facies. *Subfacies 27* includes parageneses of omphacite and garnet with kyanite, zoisite, and quartz, which are products of the breakdown of carinthine in assemblage with zoisite at the boundary with the *zoisite-kyanite-carinthine subfacies* (26) via the reaction $Crt+Zo = Om+Gr+Ky+Qu$.

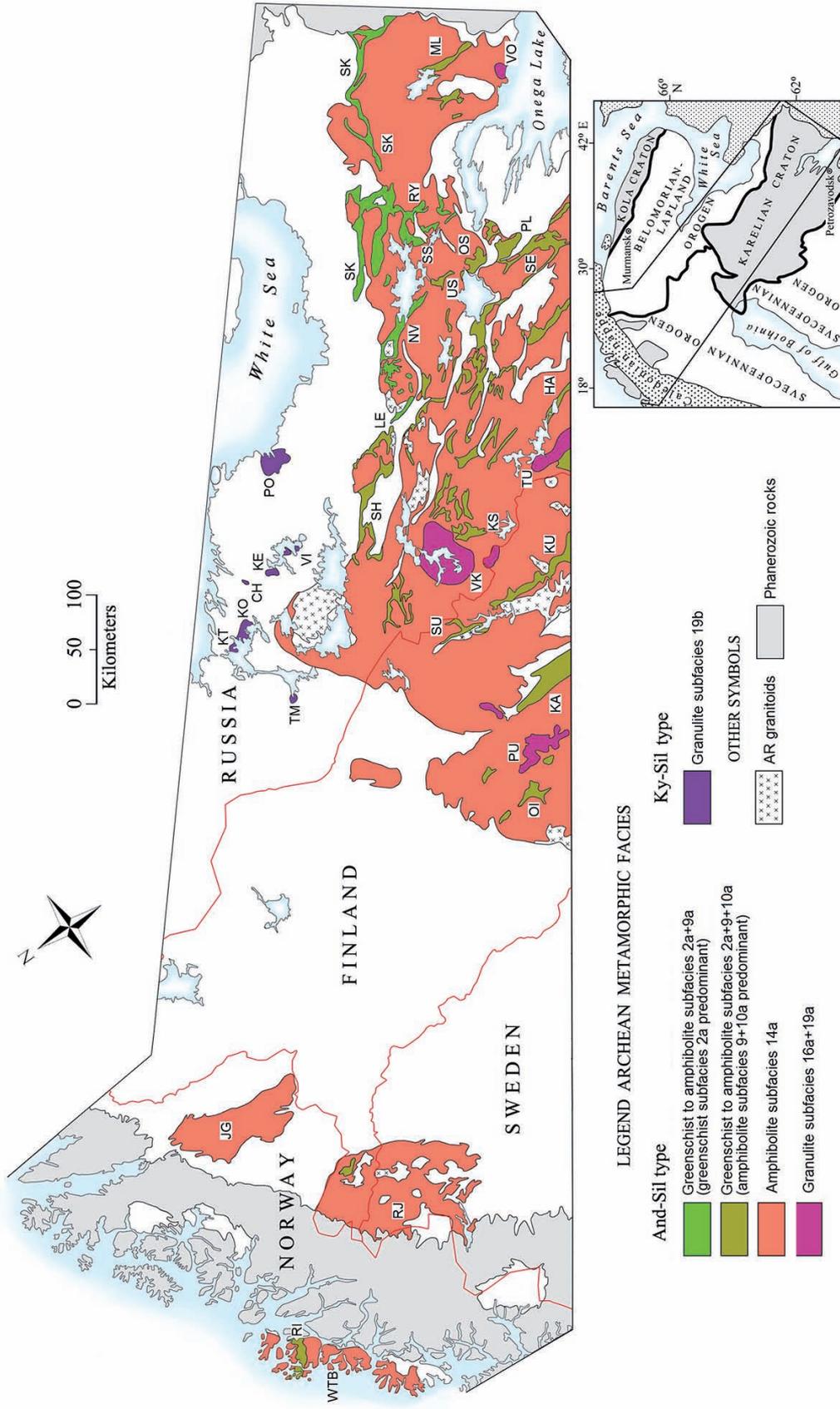


Fig. 3. Simplified map of Archean metamorphism.

Compiled by Sergey Bushmin (RAS), Julio Gonzalez (SGU), Jan Sverre Sandstad (NGU), Elena Sawva (RAS).

Uncolored areas correspond to Proterozoic metamorphic and intrusive rocks.

Archean enclaves of the Karelian craton occurring as relics within the Svecofennian orogen: WTB – West Troms Basement Complex, RJ – Råstøjaure complex, JG – Jergul complex.

Granulite areas: PU – Pudojärvi, VK – Verhnee Kuyto, TU – Tulos, VO – Vodlozero, TM – Tumcha, KT – Kovdozero, CH – Chupa, KE – Keret', VI – Vichany, PO – Pon'goma

Greenstone belts: RI – Ringvassøya, OI – Oijärvi, KA – Kainuu, KU – Kuhmo, SU – Suomussalmi, HA – Hattu (Ilomantsi), KS – Kostomuksha, SH – Shombozero, LE – Lehta, US – Urosozero, OS – Oster, PL – Palalambi, SE – Semcha, ML – Matkalanti, NV – North Vygozero, SS – Shilos, RY – Ryozero, SK – Sumozero-Kenozero.

The inset shows the location of the study area

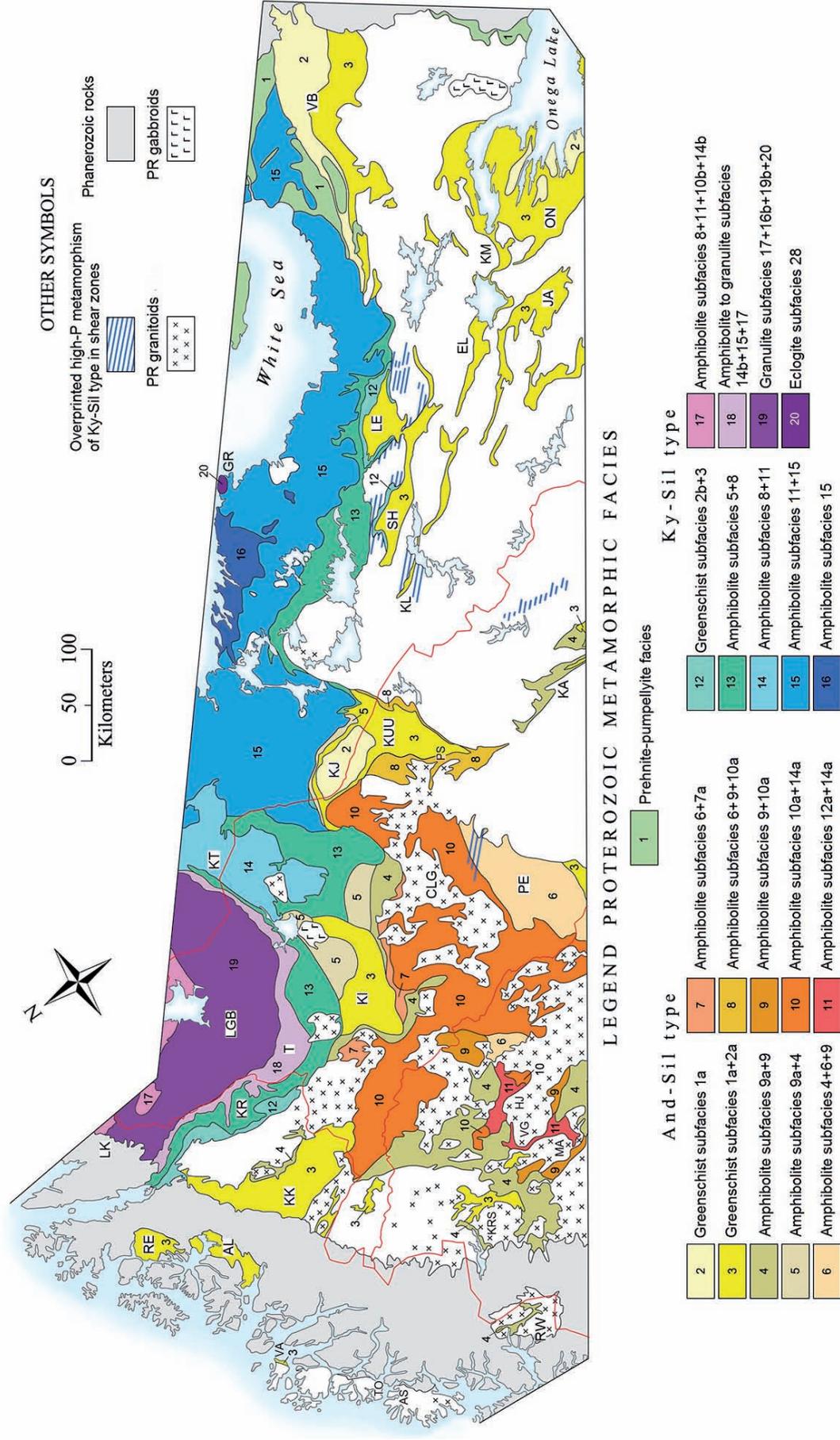


Fig. 4. Simplified map of Proterozoic metamorphism.

Compiled by Sergey Bushmin (RAS), Julio Gonzalez (SGU), Jan Sverre Sandstad (NGU), Elena Savva (RAS).

Uncolored areas correspond to Archean metamorphic rocks and granulitoids.

LGB – Lapland Granulite belt, T – Tana belt, LK – Leivajok granulite, KT – Korva-Tundra, GR – Gridino eclogite, RW – Rombak-Window, CLG – Central Lapland granulitoid complex.

Areas with supracrustal units: VA – Vanna, TO – Torsnes, AS – Astridai, AL – Alta, RE – Reppafjord, KK – Karasjok, KR – Karasjok, KRS – Kiruna-Rensjón-Soppero, MA – Malmberget, VG – Vittangi-Gällivare, HJ – Hietajoki, PE – Peräpohja, KUU – Kuusamo, PS – Posio, KA – Kainuu, KI – Kittilä, KJ – Kuolajärvi, KL – Kalevala, SH – Shombozero, LE – Lehta, ON – Omega, KM – Kumsa, JA – Jangozero, EL – Elmozero, VB – Vetrennyi Belt

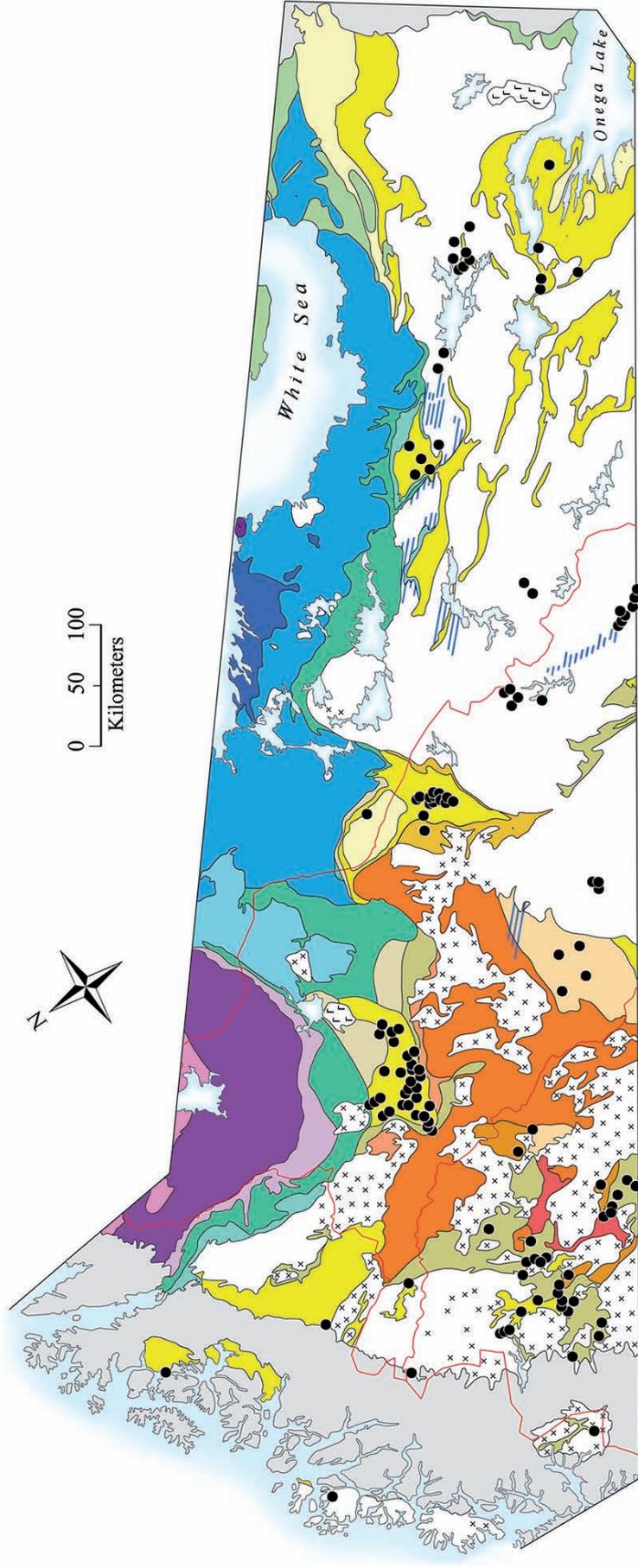


Fig. 5. Distribution of orogenic gold mineralization and its relations with LT–LP metamorphic facies. Legend as in Fig. 4. Small solid circles mark sites of orogenic gold mineralization. Circles in uncolored areas show mineralization in Archean greenstone belts, as in Fig. 3

The *plagioclase-kyanite-omphacite eclogite subfacies (28)* corresponds to the temperature conditions of the high-amphibolite and granulite facies. The low-T boundary of *subfacies 28* with *subfacies 27* is defined by the disappearance of the zoisite+kyanite+quartz assemblage and appearance of plagioclase in eclogite as a product of the reaction $Zo+Ky+Qu+Ab = Pl_{CaNa}$.

The low-P boundary of the *plagioclase-kyanite-omphacite subfacies (28)* with amphibolite and granulite facies is well specified in Ca-rich rocks by the appearance of the omphacite+kyanite+garnet paragenesis due to the reaction of plagioclase with hornblende or orthopyroxene: $Hb+Pl = Om+Gr+Ky+Qu$ and $Opx+Pl = Gr+Om+Ky+Qu$. Eclogite-like clinopyroxene–plagioclase–garnet rocks are also widespread in this transitional zone. In metapelites at the low-P boundary, the kyanite+orthoclase paragenesis of the amphibolite and granulite facies remains stable under eclogite facies conditions, but the granulite orthopyroxene+kyanite paragenesis disappears: $Opx_{Mg}+Ky = Gr_{Mg}+Qu$. In K-poor Mg-metapelites, talc can appear in the paragenesis with kyanite as a product of the reactions $Crd_{Mg} = Ta+Ky+Qu$ (*subfacies 27* and *28* at the boundary with the amphibolite facies) and $Opx_{Mg}+Qu = Ta+Ky$ (*subfacies 28* at the boundary with the granulite facies).

3. Conditions, setting, and evolution of metamorphism

Typical parageneses of metamorphic facies/subfacies (Fig. 1) formed after various protolith and characterized above are listed in Table 2. The attention is focused on metamorphic facies belonging to the andalusite–sillimanite and kyanite–sillimanite facies series which predominate in the Fennoscandian Shield. The metamorphic conditions are presented with regard to their spatial relations with the major tectonic units of the Fennoscandian Shield (Fig. 2). The maps (Fig. 3, 4) show the prevailing P-T conditions of regional metamorphism of Archean and Proterozoic age. The small scale of Figures 3 and 4 allows us to display only groups of undivided subfacies. Because of this, the maps do not show small relicts of older metamorphism. The color code is used for metamorphic facies series of andalusite-sillimanite and kyanite-sillimanite types as reflecting high and low thermal T/P gradients [Miyashiro, 1961; Hietanen, 1967; Glebovitsky, 1971, 1973; Brown, 2007, 2014]. Intrusive rocks that are either weakly metamorphosed or not metamorphosed at all, and preserve their primary magmatic textures and mineral composition are left colorless. The maps do not show younger

overprinting metamorphism related to shear zones of Svecofennian age, because it is not possible to portray it on this scale. Nevertheless, the map of Proterozoic metamorphism (Fig. 4) does show certain areas in Finland and Russia with overprinting metamorphism as zones with colored stripes superimposed on a background color (or uncolored) areas corresponding to regional metamorphism. These high-P and low- to medium-T (rarely high-T) shear zones are widespread over the territory of the Karelian craton and were locally found in the Svecofennian orogen. These shear zones are characterized by high-P metamorphism of the Ky-Sil type (parageneses with kyanite in metapelites and with garnet in metabasites). Also, the maps do not show late retrograde metamorphism related to the exhumation of the metamorphic complexes (assemblages with late andalusite, sillimanite-fibrolite, etc.) and various metasomatic processes in shear zones.

In constructing the maps we made use of data presented in the Map of mineral facies of metamorphic rocks in the Eastern Baltic Shield [Belyaev et al., 1991], Map of metamorphism and transpression tectonics of the Precambrian of Karelia [Volodichev, 2002], and in the Geological map of the Fennoscandian Shield [Koistinen et al., 2001]. For the territory of Norway we also used data published in [Gaal et al., 1978; Barbey et al., 1980; Bernard-Griffiths et al., 1984; Krill, 1985; Marker, 1988, 1991; Marker et al., 1990; Bergh et al., 2010]. For Sweden data were taken from [Idman, 1988; Sawyer, Korneliussen, 1989; Bergman et al., 2001; Käpyaho et al., 2007; Bushmin et al., 2013]. Data on Finland were compiled from [Eskola, 1952; Korsman et al., 1984, 1999; Perttunen et al., 1996; Pajunen, Poutiainen, 1999; Hölttä et al., 2000, 2007, 2012; Hölttä, Paavola, 2000; Laajoki, 2000; Evins, Laajoki, 2001; Räsänen, Vaasjoki, 2001; Mänttari, Hölttä, 2002; Tuisku et al., 2006; Tuisku, Huhma, 2006; Käpyaho et al., 2007; Kontinen et al., 2007; Kivisaari, 2008; Bushmin et al., 2013]. For the territory of Russia data were published in [Shemyakina, 1983; Baikova et al., 1984; Chekulaev, Baikova, 1984; Lobach-Zhuchenko et al., 1986, 1993, 2000; Belyaev et al., 1990, 1991; Volodichev, 1990, 1994, 1997, 2002; Daly, Bogdanova, 1991; Bibikova et al., 1993, 1995, 1999, 2001a, 2001b, 2004; Frisch et al., 1995; Miller et al., 1995; Astafiev, 1996; Glebovitsky, 1996, 1997, 2005; Glebovitsky et al., 1996, 2000; Sedova et al., 1996; Gerya, 1999; Perchuk et al., 1999, 2000; Miller, 2002; Volodichev et al., 2002, 2004, 2011; Balagansky et al., 2005; Balagansky, Glebovitsky, 2005; Bushmin et al., 2007, 2009, 2013; Mints et al., 2007; Kuleshevich, Lavrov, 2011; Skublov et al., 2011; Lebedeva et al., 2012; Myskova et al., 2012].

Table 2. Typical mineral parageneses of subfacies in various types of metamorphic rocks

Rock type	Paragenesis	Comment
Greenschist facies		
Stilpnomelane-muscovite-chlorite subfacies (1) (subfacies - 1a in And-Sil complexes and subfacies - 1b in Ky-Sil complexes)		
Al-metapelites	Qu+PrI+Mu+Chl	
K-metapelites	Qu+Chl+Mu±Ab	
K-poor metapelites	Qu+PrI+Chl Qu+Stp+Chl±Tc	FeMg-Tc
K-metasandstones	Qu+Ab+Chl+Mu±Stp±Kfs	
Metasandstones	Qu+Ab+Chl+Mu±Ep±(Ank, Cal)	
Metabasites	Qu+Ab+Chl+Ep+Act±(Ank, Cal)	
Muscovite-chlorite-biotite subfacies (2) (subfacies 2a in And-Sil complexes and subfacies 2b in Ky-Sil complexes)		
Al-metapelites	Qu+Ctd+Ky(And)+Mu+Chl±PrI	Fe-Ctd
K-metapelites	Qu+Chl+Mu±Ab±Bt	Chl ₀₋₁₀₀
K-poor metapelites	Qu+Ctd+Chl ±Ky(And) Qu+Stp+Chl±Cum±Tc	Fe-Cum, FeMg-Tc
K-metasandstones	Qu+Ab+Bt+Chl+Mu±Kfs	
Metasandstones	Qu+Ab+Chl+Mu+Bt±(Ank, Cal)±Ep	Chl ₀₋₁₀₀
Metabasites	Qu+Ab+Act+Chl+Ep±(Ank, Cal)	
Calc-silicates	Cal+Dol+Qu±Ank±Chl±Czo±Scp	
Chlorite-chloritoid-almadine subfacies (3)		
Al-metapelites	Qu+Ctd+ Ky(And)+Chl+Mu Qu+Gr+Ctd+Chl+Mu	Chl ₂₅₋₁₀₀ Gr ₀₋₁₀
K-metapelites	Qu+Gr+Chl+Mu±Ab(Pl)±Bt	Chl ₂₅₋₁₀₀ , Gr ₀₋₁₀
K-poor metapelites	Qu+Ctd+Chl±Gr±Ky Qu+Cum+Chl±Gr±Stp	
K-metasandstones	Qu+Bt+Mu±Mi+Ab(Pl)	
Metasandstones	Qu+Bt±Gr+Chl+Mu±Ep+Ab(Pl)	Gr ₀₋₁₀ , Chl ₂₅₋₁₀₀
Metabasites	Qu+Ab(Pl)+Act+Chl+Ep±Gr ±(Ank, Cal)	Al-Act, Chl ₂₅₋₁₀₀
Calc-silicates	Cal+Dol+Qu±Ank±Chl±Czo±Scp	
Amphibolite facies		
Chlorite-chloritoid-staurolite zones 4a and 5a in low-T part of subfacies (4) and (5)		
Al-metapelites	Qu+St+Ctd±Chl+Ky(And)+Mu Qu+Ctd+Gr+Chl± Bt+Mu	Gr ₀₋₁₅ , Chl ₄₀₋₁₀₀
K-metapelites	Qu+Gr+Bt+Chl+Mu±Pl	Gr ₀₋₁₅ , Chl ₄₀₋₁₀₀
Mg-metapelites	Qu+Bt+Crd+Chl+Mu (And-Sil complexes)	Mg-Bt, Mg-Crd
K-poor metapelites	Qu+St+Ctd±Gr±Ky(And) Qu+Cum+Chl±Gr	
K-metasandstones	Qu+Pl+Bt+Mu±Kfs±Gr	
Metasandstones	Qu+Pl+Bt+Gr+Chl+Mu±Ep	Gr ₀₋₁₅ , Chl ₄₀₋₁₀₀
Metabasites	Qu+Pl+Hb+Chl+Ep±Ank, Cal±Gr	Hb blue-green, Chl ₄₀₋₁₀₀
Calc-silicates	Cal+Dol+Qu±Hb±Ank±Chl±Czo(Zo)±Scp±(Grs-Adr)	Hb colorless
Andalusite-chlorite-staurolite (4) and kyanite-chlorite-staurolite (5) subfacies		
Al-metapelites	Qu+St+Chl+Ky(And)+Gr+Mu	Chl ₅₀₋₁₀₀
K-metapelites	Qu+Bt+Gr+St+Chl+Mu	Gr ₀₋₂₀ , Chl ₅₀₋₁₀₀
Mg-metapelites	Qu+Bt+Crd+Chl+Mu (And-Sil complexes)	Mg-Bt, Mg-Crd
K-poor metapelites	Qu+St+Gr+Ky(And)±Chl Qu+Cum±Chl±Ant+Gr	
K-metasandstones	Qu+Pl+Bt+Mu±Kfs±Gr	
Metasandstones	Qu+Pl+Bt±Gr±Chl+Mu±Ep	Gr ₀₋₂₀ , Chl ₅₅₋₁₀₀
Metabasites	Qu+Pl+Hb+Gr ±Czo(Zo) (Ky-Sil complexes) Qu+Pl+Hb±Cum+Chl+Ep±Ank, Cal (And-Sil complexes)	Hb blue-green, Chl ₅₀₋₁₀₀ , Gr ₀₋₂₀
Calc-silicates	Dol+Qu (or Tr+Cal) ±Hb±Chl±Czo(Zo)±Scp±(Grs-Adr)	Hb colorless

Table 2 continued

Rock type	Paragenesis	Comment
Andalusite-biotite-staurolite (6) and kyanite-biotite-staurolite (8) subfacies		
Al-, K-metapelites	Qu+St+Ky(And)+Bt+Mu Qu+St+Gr+Bt+Mu	Gr ₀₋₂₅
Mg-metapelites	Qu+Bt+Ky+Mu±Crd (Ky-Sil complexes)	Crd ₈₅₋₁₀₀ , ±Chl ₇₀₋₁₀₀
	Qu+Bt+Crd+And+Mu (And-Sil complexes)	Crd ₇₀₋₁₀₀ , ±Chl ₇₀₋₁₀₀
K-poor metapelites	Qu+Gd+Ky+St (Ky-Sil complexes)	
	Qu+St+Crd+Gr+And (And-Sil complexes)	
	Qu+Cum+Gr+Gd	
K-metasandstones	Qu+Pl+Bt+Mu±Kfs±Gr	
Metasandstones	Qu+Pl+Bt+Mu±Gr±Ep	Gr ₀₋₂₅
Metabasites	Qu+Pl+Hb+Gr+Zo (Ky-Sil complexes, <i>subfacies 8</i>)	Hb blue-green,
	Qu+Pl+Hb+Gr	Gr ₀₋₂₅ ,
	Qu+Pl+Hb±Cum (And-Sil complexes) Qu+Pl+Cum	±Mg-Chl, ±Ep
Calc-silicates	Tr+Cal+Qu (or Cpx) ± Hb±Czo(Zo)±Scp±(Adr-Grs)	Hb colorless, ±Chl, first Cpx (Di)
Sillimanite-biotite-staurolite subfacies (7)		
Al-, K-metapelites	Qu+St+Sil+Gr+Bt+Mu±Pl	Gr ₀₋₃₀
Mg-metapelites	Qu+Bt+Sil+Mu±Crd (Ky-Sil complexes)	±Crd ₈₀₋₁₀₀
	Qu+Bt+Crd+Sil+Mu (And-Sil complexes)	Crd ₆₅₋₁₀₀
Metabasites	Qu+Pl+Hb+Gr (Ky-Sil complexes, <i>subfacies 7b</i>)	
	Qu+Pl+Hb±Cum (And-Sil complexes, <i>subfacies 7a</i>)	
	Qu+Pl+Cum	
In other rock types, the parageneses are similar to <i>subfacies 6</i> and <i>8</i>		
Chlorite-andalusite-garnet-cordierite zone 9a in low-T part of subfacies 9 up to chlorite disappearance		
Al-, K-metapelites	Qu+And+Mu±Chl±Crd±Gr, Qu+Mu+Chl+Bt±Gr	
Mg-metapelites	Qu+And+Crd+Chl+Mu	
K-poor metapelites	Qu+Crd±Gr±Chl+Gd Qu+Cum+Chl+Gd(Ant)±Crd	
K-metasandstones	Qu+Pl+Bt+Mu±Kfs	
Metasandstones	Qu+Pl+ Bt+Chl+Mu±Ep	
Metabasites	Qu+Pl+Hb±Cum+Chl+Ep	Hb blue-green
Andalusite-biotite-muscovite (9), sillimanite-biotite-muscovite (10), kyanite-biotite-muscovite (11) subfacies		
Al-, K-metapelites	Qu+Ky+Bt+Mu+Gr Qu+And(Sil)+Bt+Mu+Crd±Gr	
Mg-metapelites	Qu+Sil(Ky,And)+Bt+Mu+Crd	
K-poor metapelites	Qu+Gd+Sil+Gr+Crd (Ky-Sil complexes, <i>subfacies 10b</i>)	
	Qu+Gd+Ky+Gr	
	Qu+Crd+Sil+Gr (And-Sil complexes, <i>subfacies 10a</i>) Qu+Ant+And+Crd, Qu+Opx+Cum±Ant±Gr	First Fe-Opx
K-metasandstones	Qu+Pl+Bt+Mu±Gr±Kfs	
Metasandstones	Qu+Pl+Bt+Gr+Mu±Ep	
Metabasites	Qu+Pl+Hb+Gr+Zo (Ky-Sil complexes, <i>subfacies 11</i>)	Hb blue-green
	Qu+Pl+Hb+Gr (Ky-Sil complexes, <i>subfacies 10b, 11</i>)	
	Qu+Pl+Hb±Cum (And-Sil complexes, <i>subfacies 9, 10a</i>)	
	Qu+Pl+Cum (And-Sil complexes, <i>subfacies 9, 10a</i>)	
Calc-silicates	Tr+Cal+Qu (or Cpx±Cal±Tr) ±Hb±Czo(Zo)±Scp±(Adr-Grs)	Hb colorless or pale green
Biotite-sillimanite-orthoclase subfacies (14) (<i>subfacies 14a</i> in And-Sil complexes and <i>subfacies 14b</i> in Ky-Sil complexes)		
Al-, K-metapelites	Qu+Bt+Sil+Kfs Qu+Bt+Sil+Gr±Kfs Qu+Bt+Sil+Crd±Kfs or Gr	FeMg-Gr
Mg-metapelites	Qu+Bt+Sil+Crd±Kfs	
K-poor metapelites	Qu+Gr+Sil+Gd±Crd (Ky-Sil complexes, <i>subfacies 14b</i>)	
	Qu+Opx+Gr±Gd±Cum±Crd	Fe-Opx
K-metasandstones	Qu+Pl+Bt+Kfs±Gr	

End of Table 2

Rock type	Paragenesis	Comment
Metasandstones	Qu+Pl+Bt±Gr	
Metabasites	Qu+Pl+Hb+Gr (Ky-Sil complexes, <i>subfacies 14b</i>)	Hb green, brown-green ±Cpx, Opx
	Qu+Pl+Hb±Cum (And-Sil complexes, <i>subfacies 14a</i>) Qu+Pl+Cum	
Calc-silicates	Cpx+Cal±Pl±Hb±Dol±Fo±Scp±(Grs-Adr)	
Biotite-andalusite-orthoclase subfacies (12)		
Al-, K-metapelites	Qu+Bt+And+Kfs Qu+Bt+And+Crd±Kfs or Gr	
Mg-metapelites	Qu+Bt+Kfs+And+Crd	
K-poor metapelites	Qu+Ant+And+Crd±Gr	
Metabasites	Qu+Pl+Hb±Cum, Qu+Pl+Cum	
In other rock types, the parageneses are similar to <i>subfacies 14</i>		
Biotite-kyanite-orthoclase subfacies (15)		
Al-, K-metapelites	Qu+Bt+Ky+Gr±Kfs	
Mg-metapelites	Qu+Bt+Ky+Crd±Kfs	
K-poor metapelites	Qu+Gd+Ky+Gr	
Metabasites	Qu+Pl+Hb+Gr+Zo, Qu+Pl+Hb+Gr	± Cpx, Opx
In other rock types, the parageneses are similar to <i>subfacies 14</i>		
Granulite facies		
Biotite-garnet-orthoclase-orthopyroxene subfacies (16) (<i>subfacies 16a</i> in And-Sil complexes and <i>subfacies 16b</i> in Ky-Sil complexes)		
Al-, K-, Mg-metapelites	Qu+Bt+Opx+Kfs±Gr Qu+Bt+Kfs±Gr±Crd Qu+Sil+Kfs±Gr±Crd	FeMg-Opx FeMgAl-Bt
K-poor metapelites	Qu+Opx±Gr±Crd	
Metabasites	Qu+Pl±Hb+Opx+Gr (Ky-Sil complexes, <i>subfacies 16b</i>) Qu+Pl±Hb+Cpx+Gr±Opx	Hb brown-green FeMg-Opx
	Qu+Pl±Hb+Cpx±Opx (And-Sil complexes, <i>subfacies 16a</i>)	
Calc-silicates	Cpx±Cal±Pl±Hb±Fo±Wo±Grs-Adr	
Biotite-garnet-sillimanite-orthoclase subfacies (17)		
Al-, K-, Mg-metapelites	Qu+Bt+Sil+Gr±Kfs or Crd Qu+Bt+Sil+Kfs Qu+Bt+Opx+Kfs±Gr	FeMgAl-Bt FeMg-Opx
K-poor metapelites	Qu+Opx±Gr±Crd	
Metabasites	Qu+Pl±Hb+Cpx+Gr±Opx Qu+Pl±Hb+Opx+Gr	Hb brown-green FeMg-Opx
Calc-silicates	Cpx±Cal±Pl±Hb±Fo±Wo±Grs-Adr	
Garnet-cordierite-orthoclase-orthopyroxene subfacies (19) (<i>subfacies 19a</i> in And-Sil complexes and <i>subfacies 19b</i> in Ky-Sil complexes)		
Al-, K-, Mg-metapelites	Qu±Bt+Opx+Kfs+Crd±Gr Qu+Bt+Kfs±Crd±Gr Qu+Sil+Kfs±Crd±Gr	Mg-Opx MgAl-Bt
K-poor metapelites	Qu+Opx±Gr±Crd	Mg-Opx
Metabasites	Qu+Pl+Cpx+Gr±Opx (Ky-Sil complexes, <i>subfacies 19b</i>) Qu+Pl+Opx+Gr	FeMg-Opx
	Qu+Pl+Cpx±Opx (And-Sil complexes, <i>subfacies 19a</i>)	
Calc-silicates	Cpx±Cal±Pl±Hb±Fo±Wo±Grs-Adr	
Sillimanite-orthopyroxene subfacies (20)		
Al-, K-, Mg-metapelites	Qu±Bt±Kfs+Sil+Opx±Gr or Crd	MgAl-Bt, Mg-Opx, Mg-Gr, Mg-Crd
K-poor metapelites	Qu+Opx±Gr±Crd	Mg-Crd
Metabasites	Qu+Pl+Cpx+Gr±Opx, Qu+Pl+Opx+Gr	FeMg-Opx, ±Hb brown
Calc-silicates	Cpx±Cal±Pl±Hb±Fo±Wo±Grs-Adr	

Note. Subscript indexes at mineral abbreviations are Mg / (Mg+Fe) mol. %

Sites of orogenic gold mineralization are shown according to [Raw Mineral Base of the Republic of Karelia, 2006; Eilu, 2012].

Archean metamorphism of the Karelian craton and its relict enclaves within the Svecofennian orogen (Fig. 2, 3) corresponds mostly to high T/P gradient conditions of the And-Sil facies series, suggesting high heat flow through the earth's crust at that time. The metamorphic grade of the Archean greenstone belts increases rapidly from their central parts (greenschist facies) toward the margins (low-T to medium-T amphibolite facies). The greenstone belts themselves are metamorphosed at a lower grade than their host TTG gneisses and migmatites, which were metamorphosed to the high-T amphibolite facies and, locally, even to the granulite facies. The Archean greenstone belts can be subdivided into two groups according to their metamorphic grade: (a) belts with predominant metamorphism up to medium-T amphibolite facies and (b) belts with predominant metamorphism to the greenschist facies. The first group is located mostly in the western part of the Karelian craton and seems to be spatially related to areas with granulite facies rocks. The second group is found at a considerable distance from granulites mostly in the east. The metamorphic regime of the Belomorian-Lapland orogen (Fig. 2, 3) was fundamentally different in the Archean and corresponded to the low T/P gradient conditions of the Ky-Sil facies series [Glebovitsky, 1973; Volodichev, 1990]. Evidence of this type of metamorphism is presented by remnants of high-P granulites of the West-Belomorian granulite belt [Glebovitsky, 1997] that are found in Proterozoic amphibolite facies rocks.

The pressure conditions of *Paleoproterozoic metamorphism* differ dramatically between discrete tectonic zones (Fig. 2, 4). During that time two paired metamorphic belts [Brown, 2010] were developed: (1) the Belomorian-Lapland collision orogen with low T/P gradient metamorphism of the Ky-Sil facies series [Glebovitsky, 1973, 1993; Volodichev, 1990; Glebovitsky et al., 1996; Volodichev et al., 2002] and (2) the Svecofennian accretionary orogen with high T/P gradient metamorphism of the And-Sil facies series [Sudovikov et al., 1970; Korsman et al., 1984; Glebovitsky, 1996, 1997; Korsman et al., 1999]. Also, Svecofennian low- to medium-T (occasionally high-T) high-P metamorphism of the Ky-Sil facies series locally overprinted Archean and Paleoproterozoic metamorphism along shear zones in the Karelian craton and, to a lesser extent, Paleoproterozoic metamorphism at the margin of the Svecofennian orogen.

The Belomorian-Lapland orogen, including the Lapland Granulite belt, is characterized by inverted metamorphic zoning, which is typical of

collisional orogens. In the Svecofennian orogen, metamorphic zoning is closely connected with granitoid magmatism as is typical of accretionary orogens. Similar to the Archean greenstone belts, some of the Paleoproterozoic rift-related belts in the Karelian craton and Svecofennian orogen exhibit an increase in the metamorphic grade toward the margins.

The metamorphic area in question encompasses a part of the Sveco-Karelian zone (Fig. 2), which belongs to the Svecofennian accretionary orogen and hosts numerous sites with orogenic gold mineralization (Fig. 5). This zone is a reworked Archean continental margin recycled by Svecofennian accretionary processes in the Paleoproterozoic. The Paleoproterozoic high T/P gradient metamorphism of the And-Sil type and synmetamorphic or subsequent LT-LP hydrothermal-metasomatic processes that produced Au mineralization in shear zones, as is typical of the Svecofennian orogen, suggest fundamental controls by deep-seated accretionary processes along the Archean continental margin. This type of relationships results in a spatial and genetic connection between orogenic gold mineralization and areas of high T/P metamorphism of the And-Sil type. These facts and considerations suggest certain specifics of the mantle plume evolution, the derivation and emplacement of magmatic melts at various crustal depths, and deep circulation of gold-bearing fluids, as is typical of continental margins of accretion type [e. g. Hronsky et al., 2012]. Relations between orogenic gold mineralization (Fig. 5) and LT-LP metamorphism and metasomatism in shear zones were controlled by transport properties of fluids and by P-T conditions favourable for mechanisms of gold precipitation from fluids. Consequently, the most promising exploration targets for orogenic gold deposits are areas of low-P And-type greenschist and low amphibolite facies [Bushmin, 1989, 1996; Bushmin et al., 2013]. Such areas are present in the Peräpohja belt, Kuusamo belt, and in the Kittilä area in Finland, in the Norrbotten area in Sweden, in the Kautokeino, Repparfjord, and Alta areas in Norway, in the Kuolajarvi area in Russia.

In contrast to the Sveco-Karelian zone of the Svecofennian orogen, the Karelian craton hosts not many sites with Archean and Proterozoic orogenic gold mineralization in Archean greenstone belts and Paleoproterozoic rift-related belts (Fig. 5). Among them there are only few sites with Archean orogenic gold in Finland (no Archean orogenic gold has yet been found in the Russian part) due to the following reasons. The grade of Archean metamorphism at most of the preserved Archean greenstone belts with shear zones is higher than the parameters of the greenschist facies. This

means that the productive upper LT-LP parts of Archean shear zones were eroded and are not exposed any more at the surface. We suppose that this could be the reason for the scarce sites of economic Au mineralization in Archean shear zones of the Karelian craton.

Furthermore, Svecofennian high-P metamorphic-metasomatic processes superimposed on Archean and Paleoproterozoic metamorphic rocks along shear zones in greenstone and rift-related belts could play the role of an additional negative factor for gold mineralization. Yet, fluid-permeable shear zones accompanied by LT-LP metasomatism with gold mineralization were formed again at late-Svecofennian time [Glebovitsky et al., 2014]. The North Onega region in the Russian part of the Karelian craton is an example of a promising area for orogenic gold deposits [e. g. Borozdin et al., 2014] of late-Svecofennian age.

This investigation was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (S. A. Bushmin, Project 13-05-00393) and was carried out under the international Project «Fennoscandian Gold Transect» (headed by Raimo Lahtinen, GTK, Espoo, Finland and Nikolai Philippov, State Company Mineral, St. Petersburg, Russia).

We thank Julio Gonzalez, Jan Sverre Sandstad, Dmitry V. Dolivo-Dobrovolsky, and Vasiliy I. Ivashenko for valuable discussions of scientific problems outlined in the paper. The authors acknowledge the helpful review comments and suggestions of Pekka Tuisku and Pentti Hölttä. The authors also thank Pentti Hölttä for supplying data on metamorphic rocks of Finland. Comments made by two anonymous reviewers substantially improved the paper. We are grateful to Galina P. Pleskach for drafting the figures.

References

Aranovich L. Ya., Berman R. G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 126. P. 25–37.

Ashley K. T., Law R. D. Modeling prograde TiO₂ activity and its significance for Ti-in-quartz thermobarometry of pelitic metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. 169:23.

Astafiev B. Y. Metasomatites of the metamorphic rocks of the Karelian megablock. 1996. PhD. Thesis. Leningrad. 21 p. (in Russian).

Baikova V. S., Lobach-Zhuchenko S. B., Levchenkova O. A., Cheekulaev V. P., Shuleshko I. K., Yakovleva S. Z. New data on the geological position and age of

granulites of Karelia. *Doklady AS USSR.* 1984. Vol. 277, no. 2. P. 442–444 (in Russian).

Balagansky V. V., Glebovitsky V. A. Lapland granulite belt and complementary structures. In Glebovitsky V. A. (ed.). Early Precambrian of the Baltic Shield. Leningrad: Nauka, 2005. P. 124–175 (in Russian).

Balagansky V. V., Kaulina T. V., Kislitsin R. V. Kolvitsa mélange and Umba terrain as a new type of Paleoproterozoic structures in northeast of the Baltic shield. In: Petrography of the 21st century. Abstracts. Apatity. 2005. Vol. 3. P. 39–41 (in Russian).

Barbey P., Convert J., Martin H., Capdevila R., Hameurt J. Relationships between granite-gneiss terrains, greenstone belts and granulite belts in the Archean crust of Lapland (Fennoscandia). *Geol. Rundsch. Bd.* 1980. Vol. 69. P. 648–658.

Belyaev O. A., Bushmin S. A., Volodichev O. I., Glebovitsky V. A., Klein B. M., Kuleshevich L. V., Petrov V. P., Severin V. V. Metamorphic facies of the Eastern part of the Baltic Shield. Leningrad: Nauka, 1990. 141 p. (in Russian).

Belyaev O. A., Bushmin S. A., Voinov A. S., Volodichev O. I., Glebovitsky V. A. et al. Map of mineral facies of metamorphic rocks in the eastern Baltic Shield in the scale 1:1 500 000 (ed. V. A. Glebovitsky). St. Petersburg: VSEGEI, IPGG RAS, 1991.

Bergh S. G., Kullerud K., Armitage P. E. B., Zwaan K. B., Corfu F., Ravna E. J. K., Myhre P. I. Neoarchaean to Svecofennian tectono-magmatic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology.* 2010. Vol. 90. P. 21–48.

Bergman S., Kübler L., Martinsson O. Description of regionalgeological and geophysical maps of northern Norrbotten County (east of the Caledonian orogen). *Sveriges geologiska undersökning.* 2001. Ba 56. 110 p.

Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian Miner.* 1991. Vol. 29. P. 833–855.

Berman R. G., Easton R. M., Nadeau L. A. New tectonometamorphic map of the Canadian shield: Introduction. *Canadian Miner.* 2000. Vol. 38. P. 277–285.

Bernard-Griffiths J., Peucat J. J., Postaire B., Vidal Ph., Convert J., Moreau B. Isotopic date (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland. *Precambrian Res.* 1984. Vol. 23. P. 325–348.

Bibikova E. V., Sheld T., Bogdanova S. V. et al. Geochronology of belomorides: interpretation of polystage geological history. *Geochemistry.* 1993. No. 10. P. 1393–1411 (in Russian).

Bibikova E. V., Slabunov A. I., Kirnozova T. I. et al. U-Pb age of zircons from the rocks of the Keret' granite-greenstone system in the joint zone of Karelian and Belomorian structures of the Baltic shield. *Doklady RAS.* 1995. Vol. 343, no. 4. P. 517–521 (in Russian).

Bibikova E. V., Slabunov A. I., Bogdanova S. V., Sheld T. Tectono-thermal evolution of the Earth's crust in the Karelian and Belomorian provinces of the Baltic shield in the early Precambrian by U-Pb isotope data for titanites and retilites. *Geochemistry.* 1999. No. 8. P. 1–15 (in Russian).

Bibikova E. V., Clyson S., Glebovitsky V. A. et al. Isotope dating of the Svecofennian stage of Belomo-

rian belt transformation (Baltic shield). *Geochemistry*. 2001a. No. 10. P. 1023–1026 (in Russian).

Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S., Gorbachtshev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield. *Precambrian Res.* 2001b. Vol. 105. P. 315–330.

Bibikova E. V., Bogdanova S. V., Glebovitsky V. A., Clyson S., Sheld T. Stages of evolution of the Belomorian mobile belt by U-Pb zircon geochronology (NORDSIM). *Petrology*. 2004. Vol. 12, no. 3. P. 227–244 (in Russian).

Borozdin A. P., Polekhovskii Yu. S., Bushmin S. A., Glebovitskii V. A., Belyatskii B. V., Savva E. V. Age of metasomatism and ore formation in the Srednyaya Padma vanadium-precious metals-uranium deposit (Karelia, Baltic Shield). *Doklady Earth Sciences*. 2014. Vol. 454. Part 1. P. 68–71.

Brown M. Metamorphism, Plate Tectonics, and the Supercontinent Cycle. *Earth Science Frontiers*, 2007. Vol. 14 (1). P. 1–18.

Brown M. Paired metamorphic belts revisited. *Gondwana Research*. 2010. Vol. 18. P. 46–59.

Brown M. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. *Geoscience Frontiers*. 2014. Vol. 5, no. 4. P. 553–569.

Bucher K., Frey M. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer. 2002. 341 p.

Bushmin S. A., Glebovitsky V. A. Scheme of mineral facies of metamorphic rocks. *Geology of Ore Deposits*. 2008. Vol. 50, no. 8. P. 659–669.

Bushmin S. A. Facies, facies series of metasomatism and ore speciation of metamorphic belts / In: Zharikov V. A. (ed.) Precambrian metasomatic rocks and their ore-bearing potential. Moscow: Akad. Nauk USSR, 1989. P. 46–64 (in Russian).

Bushmin S. A. Metasomatic rocks in the zones of regional metamorphism. In: Geologic research of metamorphic and metasomatic complexes. St. Petersburg: VSEGEI, 1996. P. 84–125 (in Russian).

Bushmin S. A., Dolivo-Dobrovolsky D. V., Lebedeva Yu. M. Infiltration metasomatism under conditions of granulite facies of high pressure (on the example of orthopyroxene-sillimanite rocks in the shear zones of the Lapland granulite belt). *Doklady Earth Sciences*. 2007. Vol. 412, no. 3. P. 383–387.

Bushmin S. A., Glebovitskii V. A., Savva E. V., Lokhov K. I., Presnyakov S. L., Lebedeva Yu. M., Sergeev S. A. The age of HP metasomatism in shear zones during collision related metamorphism in the Lapland Granulite Belt: The U/Pb SHRIMP II dates on zircons from sillimanite-hypersthene rocks of the Porya Guba nappe. *Doklady Earth Sciences*. 2009. Vol. 429, no. 8. P. 1342–1345.

Bushmin S., Gonzalez J., Hölltä P., Sandstad J. S., Savva E. Metamorphism within the Fennoscandian Gold Transect (FENGOT) area of Fennoscandian Shield. In: Gold of the Fennoscandian Shield (Ed. A. I. Golubev). Proceedings of the international conference. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2013. P. 19–21.

Chekulaev V. P., Baikova V. S. Granulite associations of grey gneisses of Western Karelia. In: Natural associa-

tions of Archean grey gneisses (geology and petrology). Leningrad: Nauka, 1984. P. 141–150 (in Russian).

Daly S., Bogdanova S. Timing of the metamorphism in the Lapland granulite belt, Finland. *Research Terrae*. 1991. Ser. A. No. 5, 11.

Dobretsov N. L., Reverdatto V. V., Sobolev V. S., Sobolev N. V., Khlestov V. V. Metamorphic facies. Moscow: Nauka, Nedra, 1970. 432 p. (in Russian).

Dobretsov N. L., Sobolev V. S., Khlestov V. V. Facies of moderate-pressure regional metamorphism. Moscow: Nedra, 1972. 288 p. (in Russian).

Dobretsov N. L., Sobolev V. S., Sobolev N. V., Khlestov V. V. Facies of high-pressure regional metamorphism. Moscow: Nedra, 1974. 328 p. (in Russian).

Eilu P. (ed.) Mineral deposits and metallogeny of Fennoscandia. Geological Survey of Finland. Special Paper. 2012. No. 53. 401 p.

Eskola P. The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 1920. Vol. 6. P. 143–194.

Eskola P. On the Granulites of Lapland. *Amer. J. Sci.* 1952. Vol. 5. P. 133–171.

Evins P. M., Laajoki K. Age of the Tokkalehto metagabbro and its significance to the lithostratigraphy of the early Proterozoic Kuusamo supracrustal belt, northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2001. Vol. 73. Parts 1–2. P. 5–15.

Frisch T., Jackson G. D., Glebovitsky V. A., Efimov M. M., Bogdanov M. N., Perrish P. P. Zircon U-Pb geochronology of the Kolvitsa gabbro-anorthosite complex, southern part of the Kola peninsular, Russia. *Petrology*. 1995. Vol. 3, no. 3. P. 248–254 (in Russian).

Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J. Metamorphic reactions and metamorphic facies. Moscow: Inostrannaya Literatura, 1962. 414 p. (in Russian).

Gaál G., Mikkola A., Söderholm B. Evolution of the Archean crust in Finland. *Precambrian Res.* 1978. Vol. 6, no. 2. P. 199–215.

Gerya T. V. P-T trends and the model of Precambrian granulite complexes formation. Dr. Sci. Thesis. Moscow, 1999. 36 p. (in Russian).

Glebovitsky V. A. The metamorphic facial series and the evolution of metamorphic belts. In: The metamorphic belts of the USSR. Leningrad: Nauka, 1971. P. 269–291 (in Russian).

Glebovitsky V. A. Problems of evolution of metamorphic processes in mobile regions. Leningrad: Nauka, 1973. 128 p. (in Russian).

Glebovitsky V. A. Mineral facies as criteria for evaluation of P-T parameters of metamorphism. In: Thermobarometry of metamorphic rocks. Leningrad: Nauka, 1977. P. 5–39 (in Russian).

Glebovitsky V. A. Tectonics and regional metamorphism of the early Precambrian of the eastern part of the Baltic shield. *Regional geology and metallogeny*. 1993. Vol. 1. P. 7–24 (in Russian).

Glebovitsky V. A. Geological and physical-chemical relationship of metamorphism and tectonics in the early Precambrian. *Geotectonics*. 1996. Vol. 5. P. 27–42 (in Russian).

Glebovitsky V. A., Miller Y. V., Drugova G. M., Milkevich R. I., Vrevskii A. B. Structure and metamorphism of the Belomorian-Lapland collision zone. *Geotectonics*. 1996. Vol. 1. P. 63–75 (in Russian).

- Glebovitsky V. A. The early Precambrian of Russia. Harwood. Acad. Publ. 1997. 261 p.
- Glebovitsky V. A., Zinger T. F., Belyatsky B. V. On the age of granulites of the West-Belomorian belt and nappe formation within it. *Doklady RAS*. 2000. Vol. 371. P. 163–166 (in Russian).
- Glebovitsky V. A. (ed.) Early Precambrian of the Baltic Shield. St. Petersburg: Nauka, 2005. 711 p. (in Russian).
- Glebovitsky V. A., Bushmin S. A., Belyatsky B. V., Bogomolov E. S., Borozdin A. P., Savva E. V., Lebedeva Yu. M. Rb–Sr Age of metasomatism and ore formation in the low-temperature shear zones of the Karelian craton, Baltic Shield. *Petrology*. 2014. Vol. 22, no. 2. P. 184–204 (in Russian).
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M., Hagemann S. G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*. 1998. Vol. 13. P. 7–27.
- Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism. *J. Geol.* 1967. Vol. 75, no. 2. P. 187–214.
- Holdaway M. J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.* 1971. Vol. 271, no. 2. P. 97–131.
- Hölttä P., Paavola J. P-T-t development of Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland. I. Effects of multiple metamorphism on the reaction history of mafic rocks. *Lithos*. 2000. Vol. 50. P. 97–120.
- Hölttä P., Huhma H., Mänttari I., Paavola J. P-T-t development of Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland. II. Dating of high-grade metamorphism with the U-Pb and Sm-Nd methods. *Lithos*. 2000. Vol. 50. P. 121–136.
- Hölttä P., Vaisanen M., Vaananen J., Manninen T. Paleoproterozoic metamorphism and deformation in Central Finland Lapland. In: Gold in the Central Lapland Greenstone Belt, Finland. Geological Survey of Finland. Special paper. 2007. Vol. 44. P. 9–44.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Juopperi H., Kontinen A., Konnunaho H., Lauri L., Mikkola P., Paavola J., Sorjonen-Ward P. Archean complexes of the Karelia Province in Finland. Geological Survey of Finland. Special Paper. 2012. Vol. 54. P. 9–20.
- Hronsky J. M. A., Groves D. I., Loucks R. R., Begg G. C. A unified model for gold mineralisation in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods. *Mineralium Deposita*. 2012. Vol. 47. P. 339–358.
- Idman H. Pre-Quaternary rocks, Sheet-1832-Ropi, Geological map of Finland 1:100 000. Geological Survey of Finland. 1988.
- Käpyaho A., Hölttä P., Whitehouse M. U-Pb zircon geochronology of selected Neoarchean migmatites in eastern Finland. *Bulletin of Geological Survey of Finland*. 2007. Vol. 79, no. 1. P. 95–115.
- Kivisaari T. Tuntsan metasedimenttiyöhykkeen matamorfoosi. (Ph. D. Thesis). University of Helsinki. 2008. 53 p. (in Finnish).
- Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V., Nordgulen Ø., Wennerström M., Korhonen J. (Comps.). Geological map of the Fennoscandian Shield 1:2 000 000. Espoo; Trondheim; Uppsala; Moscow. 2001.
- Kontinen A., Käpyaho A., Huhma H., Karhu J., Matukov D. I., Larionov A., Sergeev S. A. Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: provenance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic craton correlation. *Precambrian Res.* 2007. Vol. 152. P. 119–148.
- Korikovskiy S. P. Metamorphic facies of metapelites. Moscow: Nauka, 1979. 213 p. (in Russian).
- Korikovskiy S. P. Prograde transformations of gabbro-norites during eclogitization in the temperature range 600–700 °C. *Russian Geology and Geophysics*. 2005. Vol. 46, no. 12. P. 1352–1366 (in Russian).
- Korikovskiy S. P. Prograde transformations of medium-pressure amphibolites during their eclogitization. *Petrology*. 2009. Vol. 17, no. 4. P. 315–330.
- Korikovskiy S. P. Metamorphic transformations of metapelites, gneisses and granitoids under the conditions of eclogite facies. In: Modern problems of magmatism and metamorphism. 2012. Vol. 1. P. 291–294 (in Russian).
- Korikovskiy S. P., Mirčovski V., Zakariadze G. S. Metamorphic evolution and the composition of the protolith of plagioclase-bearing eclogite-amphibolites of the Buchim block of the Serbo-Macedonian Massif, Macedonia. *Petrology*. 1997. Vol. 5, no. 6. P. 534–549.
- Korikovskiy S. P., Somin M. L., Korsakov S. G. High-pressure symplectitic garnet-clinopyroxene-margarite-muscovite-clinozoisite amphibolites of the Dakhov Block, Northern Caucasus: genesis and composition of reaction textures. *Doklady Earth Sciences*. 2004. Vol. 397A, no. 6. P. 778–782.
- Korikovskiy S. P., Zakariadze G. S., Kolcheva K., Zhelezkova-Panaiotova M. D., Solov'eva N. V. Albite-epidote-hornblende-bearing eclogite-amphibolites from the Belorechensk Uplift of the Rhodope Massif: Phase equilibria and P-T parameters. *Doklady Earth Sciences*. 1998a. Vol. 359A, no. 3. P. 360–363.
- Korikovskiy S. P., Zakariadze G. S., Kolcheva K., Zhelezkova-Panaiotova M. D., Solov'eva N. V. Kataphorite eclogites of the Madan Tectonic Unit of the Crystalline Basement of the Eastern Rhodope. *Doklady Earth Sciences*. 1998b. Vol. 359A, no. 3. P. 372–375.
- Korsman K., Hölttä P., Hautala T., Wasenius P. Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in eastern Finland. Geological Survey of Finland. 1984. Bulletin 328. 40 p.
- Korsman K., Korja T., Papunen M., Virransalo P., GGT/SVEKA Working group. The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogeny in Finland. *Intern. Geol. Rev.* 1999. Vol. 41. P. 287–333.
- Kozlovskii V. M., Aranovich L. Ya., Frishman N. I. Prograde transformations of amphibolites into eclogites and eclogite-like rocks in the low-pressure field of the eclogite facies (by the example of the Belomorian Mobile Belt). *Russian Geology and Geophysics*. 2015. Vol. 56. P. 689–708.
- Krill A. G. Svecofennian thrusting with thermal inversion in the Karasjok-Levajok area of the northern Baltic Shield. *Nor. Geol. Unders.* 1985. Vol. 403. P. 89–101.
- Kuleshevich L. V., Lavrov O. B. New data on the mineralogy of Karelia's gold units. In: Geology of Karelia

from the Archaen to the present. Petrozavodsk: KarRC RAS. 2011. P. 149–160.

Laajoki K. The Himmerkinlahti member: an indicator of Intra-Karelian erosion within the early Proterozoic Kuusamo belt, Posio, Northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2000. Vol. 72. Parts 1–2. P. 71–85.

Lebedeva Yu. M., Bushmin S. A., Glebovitskii V. A. Thermodynamic conditions of metasomatism in high-temperature and high-pressure shear zones (Kandalaksha–Umba Zone, Kola Peninsula). *Doklady Earth Sciences*. 2012. Vol. 445. Part 1. P. 874–878.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Levsky L. K., Kovalenko A. V. Archean terrains of Karelia: their geological and isotope-geochemical grounds. *Geotectonics*. 2000. Vol. 6. P. 26–42 (In Russian).

Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Drugov G. M. et al. Geochronology and petrology of the rocks of the magmatic complex of the Tupaya Guba area. *Petrology*. 1993. Vol. 1, no. 6. P. 657–677 (in Russian).

Lobach-Zhuchenko S. B., Levchenkov O. A., Chekulaev V. P., Krylov I. N. Geological evolution of the Karelian granite-greenstone terrain. *Precambrian Res.* 1986. Vol. 33. P. 45–65.

Mahar E. M., Baker J. M., Powell R. et al. The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *J. Metam. Geol.* 1997. Vol. 15, no. 2. P. 223–238.

Mänttari I., Hölttä P. U-Pb dating of zircons and monazites from Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland: Evidence for multiple metamorphism and Neoarchean terrane accretion. *Precambrian Res.* 2002. Vol. 118. P. 101–131.

Marker M. Early Proterozoic thrusting of the Lapland granulite belt and its geotectonic evolution, northern Baltic Shield. *Geol. Foren. Stockh. Forth.* 1988. Vol. 11. P. 405–411.

Marker M., Henkel H., Lee M. K. Combined gravity and magnetic modelling of the Tanaelv and Lapland granulite belts, Polar profile, Northern Baltic Shield. In.: *The European Geotraverse: integrative studies*. European science foundation. 1990. P. 67–76.

Marker M. The Lapland Granulite Belt. *Res. Terrae*. 1991. Ser. A. No. 6. P. 40–66.

Miller Y. V., Milkevich R. I. Nappe-thrust structure of the Belomorian zone and its relation to the Karelian granite-greenstone region. *Geotectonics*. 1995. Vol. 6. P. 359–370 (in Russian).

Miller Y. V. Tectonics in the junction area between the Belomorian mobile belt and the Karelian craton. *Geotektonika*. 2002. Vol. 4. P. 14–28 (in Russian).

Mints M. V., Kaulina T. F., Konilov A. N., Krotov A. V., Stupak V. M. The thermal and geodynamic evolution of the Lapland granulite belt: Implications for the thermal structure of the lower crust during granulite-facies metamorphism. *Gondwana Research*. 2007. Vol. 12. P. 252–267.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, 1961. Vol. 2, no. 3. P. 277–311.

Myskova T. A., Ivanov N. M., Korsakova M. A., Milkevich P. I., Presnyakov S. L., Berezhnaya N. G. Composition and age of volcanites of the Vermas unit of Sarioian, North Karelia. *Stratigraphy. Geological Correlation*. 2012. Vol. 20, no. 1. P. 3–17 (in Russian).

Pajunen M., Poutiainen M. Paleoproterozoic prograde metasomatic-metamorphic overprint zones in Archaean tonalitic gneisses, Eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 1999. Vol. 71, no. 1. P. 73–132.

Powell R., Holland T. J. B., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *J. Metam. Geol.* 1998. No. 16. P. 577–588.

Powell R., Holland T. J. B. On thermobarometry. *J. Metam. Geol.* 2008. No. 26. P. 155–179.

Räsänen J., Vaasjoki M. The U-Pb age of felsic gneiss in the Kuusamo schist area: reappraisal of local lithostratigraphy and possible regional correlations. In: *Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences*. Geological Survey of Finland. 2001. Special Paper 33. P. 143–152.

Raw Mineral Base of the Republic of Karelia. Vol. 1. (Eds.: Mikhailov V. P., Aminov V. N). Petrozavodsk. 2006. 278 p. (in Russian).

Perchuk L. L., Krotov A. V., Gerya T. V. Petrology of amphibolites of the Tana belt and granulites of the Lapland complex. *Petrology*. 1999. Vol. 7, no. 4. P. 356–381 (in Russian).

Perchuk L. L., Gerya T. V., Van Reenen D. D., Smit C. A., Krotov A. V. P-T paths and tectonic evolution of shear zones separating high-grade terrains from cratons: examples from Kola Peninsula (Russia) and Limpopo Region (South Africa). *Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 69. P. 109–142.

Perttunen V., Hansky E., Vaananen J., Eilu P., Lapalainen M. Rovaniemen kartta-allueen kalliopera. Geological Survey of Finland, Espoo, 1996. P. 1–63.

Sawyer E. W., Korneliussen A. The geochemistry of lower Proterozoic siliciclastic turbidites from the Rombak Window: implications for paleogeography and tectonic settings. *Nor. geol. under*. 1989. Bull. 415. P. 23–38.

Sedova I. S., Glebovitsky V. A., Semenov A. P. Evolution of metamorphism of late Archean period in the Tupaya Guba area of Lake Kovdozero, northwest Belomorie. *Petrology*. 1996. Vol. 4, no. 2. P. 150–170 (in Russian).

Shemyakina N. M. Geochemistry of regional low-temperature metasomatites of the eastern part of the Baltic Shield. PhD Thesis. Leningrad: VSEGEI, 1983. 20 p. (in Russian).

Skublov S. G., Astafiev B. Yu., Marin Yu. B., Berezin A. V., Melnik A. E., Presnyakov S. L. New data of the age of eclogites of the Belomorian mobile belt in Gridino area. *Doklady RAS*. 2011. Vol. 439, no. 6. P. 795–802 (in Russian).

Spear F. S. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D. C., 1993. 799 p.

Sudovikov N. G., Glebovitsky V. A., Sergeev A. S. Geological evolution of deep zones of mobile belts (North Ladoga). Leningrad. 1970. 227 p. (in Russian).

Tinkham D. K., Zuluaga C. A., Stowell H. H. Metapelite phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: The effect of variable Al₂O₃ and MgO/(MgO + FeO) on mineral stability. *Geol. Materials Res.* 2001. Vol. 3, no. 1. P. 1–42.

Tuisku P., Huhma H. Evolution of migmatitic granulite complexes: implications from Lapland Granulite Belt. Part 2: Isotopic dating. Geological Survey of Finland. 2006. Bulletin 78. P. 143–175.

Tuisku P., Mikkola P., Huhma H. Evolution of migmatitic granulite complexes: implications from Lapland Granulite Belt, Part I: Metamorphic geology. Geological Survey of Finland. 2006. Bulletin 78. P. 71–105.

Volodichev O. I. Belomorian complex of Karelia (geology and petrology). Leningrad: Nauka, 1990. 245 p. (in Russian).

Volodichev O. I. Amphibole – indicator of metamorphism of Lopian greenstone rocks. In: Mineralogy of magmatic and metamorphic rocks of the Precambrian in Karelia. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1994. P. 105–117 (in Russian).

Volodichev O. I. Geologic-petrological features of the subduction stage of the Belomorian collision structure development in the upper Archean. In: Belomorian Mobile belt (geology, geodynamics, geochronology). Abstracts. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1997. P. 23–24 (in Russian).

Volodichev O. I. Map of metamorphism and transpressive tectonics of the Precambrian of Karelia in the 1:1 000 000 scale. Report: Endogenic regimes of metamorphism in different geodynamic conditions of

Precambrian of Karelia (authors: Volodichev O. I., Kuleshevich L. V., Kuzenko T. I.). Fondy IG KarRC RAS. Petrozavodsk. 2002. 185 p. (in Russian).

Volodichev O. I., Korol N. E., Kuzenko T. I., Sibelev O. S. Metamorphism of Early Precambrian complexes in the Eastern Fennoscandian shield. In: Geology of Karelia from the Archaen to the present. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011. P. 49–55 (in Russian).

Volodichev O. I., Kuleshevich L. V., Kuzenko T. I. Endogenic regimes of metamorphism in different geodynamic conditions of the Precambrian of Karelia. Fondy IG KarRC RAS. Petrozavodsk. 2002. 185 p. (in Russian).

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Bibikova E. V. et al. Archean eclogites of the Belomorian mobile belt (Baltic shield). *Petrology*. 2004. Vol. 6. P. 609–631.

White R. W., Powell R., Holland T. J. B., Worley B. A. The effect of TiO_2 and Fe_2O_3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: Mineral equilibria calculations in the system $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-Fe_2O_3$. *J. Metam. Geol.* 2000. Vol. 18, no. 5. P. 497–511.

Winkler H. D. F. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag. 1976. 334 p.

Received March 11, 2015

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Бушмин Сергей Алексеевич

старший научный сотрудник, к. г.-м. н., доцент
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: s.a.bushmin@ipgg.ru
тел.: +79217561362; +7 (812) 3284701

Глебовицкий Виктор Андреевич

советник РАН, чл.-корр. РАН, д. г.-м. н., проф.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
тел.: +7 (812) 3284701

CONTRIBUTORS:

Bushmin, Sergey

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS
2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: s.a.bushmin@ipgg.ru
tel.: +79217561362; +7 (812) 3284701

Glebovitsky, Viktor

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS
2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia
tel.: +7 (812) 3284701

УДК 550.93:552.31(471)

УРОСОЗЕРСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ): ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, СОСТАВ И МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНИТОВ

**Н. А. Арестова¹, А. В. Юрченко¹, В. П. Чекулаев¹,
С. Б. Лобач-Жученко¹, Г. А. Кучеровский¹, Е. Н. Лепехина²**

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН)*

² *Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ*

Приведены результаты детальных исследований Уросозерской зеленокаменной структуры, расположенной в северо-западной части древнего Водлозерского домена Балтийского (Фенноскандинавского) щита. Показано, что Уросозерская структура сложена преимущественно вулканическими породами, а осадочные породы распространены незначительно. Вулканиды основного и ультраосновного состава кристаллизовались из контаминированных коровым веществом расплавов, образованных при высокой степени плавления источника. Вулканиды среднего и кислого состава варьируют от андезитов до риолитов и сходны с вулканидами северного обрамления Водлозерского домена (Шилосская и Каменноозерская зеленокаменные структуры). Изучены условия метаморфизма кислых вулканидов. Полученные результаты составляют $T = 400\text{--}610\text{ }^{\circ}\text{C}$, P выше 4 кбар, при прогрессивном увеличении степени метаморфизма. Проведено датирование образца дацита по единичным зернам циркона U-Pb методом на масс-спектрометре SIMS SHRIMP-II. Получены значения возраста 2875 ± 9 млн лет – время вулканизма и 2709 ± 8 млн лет – время метаморфизма. Возраст вулканидов изученной структуры совпадает с возрастом вулканидов зеленокаменных структур северного обрамления Водлозерского домена.

Ключевые слова: Балтийский (Фенноскандинавский) щит; Водлозерский домен; Уросозерская зеленокаменная структура; геология; метаморфизм; U-Pb датирование.

N. A. Arestova, A. V. Yurchenko, V. P. Chekulaev, S. B. Lobach-Zhuchenko, G. A. Kucherovsky, E. N. Lepekina. THE UROSOZERO GREENSTONE STRUCTURE (FENNOSCANDIAN SHIELD): GEOLOGY, COMPOSITION, AGE AND METAMORPHISM OF THE VOLCANICS

The results of detailed study of the Urosozero greenstone structure (northwestern part of the Vodlozero domain) of the Fennoscandian Shield are presented. The composition and the U-Pb zircon age of the volcanic rocks were studied. The Urosozero structure is composed mainly of mafic-felsic volcanic rocks rather than the sediments. Mafic and ultramafic volcanics were obtained under high degree source melting followed by crustal contamination. Intermediate and acid volcanics vary from andesites to rhyolites and are similar in composition to the volcanics of the Shiloss and Lake Kamennoe greenstone structures. The metamorphism of dacites occurred at $T = 400\text{--}610\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P > 4$ kbar.

SIMS SHRIMP-II U-Pb dating of the dacite specimen was carried out on separate zircon grains at the Centre of Isotopic Research (VSEGEI, St. Petersburg). The ages received include 2875 ± 9 Ma as the time of volcanism and 2709 ± 8 Ma as the time of metamorphism. So, the volcanism of the Uros greenstone structure is synchronous with the volcanism of the northern Vodlozero domain.

Key words: Fennoscandian Shield; Vodlozero domain; Uroszero greenstone structure; geology; metamorphism; U-Pb.

Введение

В строении Карельской провинции (гранит-зеленокаменной области) Фенноскандинавского щита на основе геологических, геофизических и изотопно-геохимических данных выделяются три крупных домена: Водлозерский, Западно-Карельский и Центрально-Карельский, различающиеся строением, возрастом коры и последовательностью формирования породных комплексов [Лобач-Жученко и др., 2000]. Главными составляющими в строении провинции являются гранитоиды тоналит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации и вулканогенно-осадочные комплексы, слагающие зеленокаменные пояса или отдельные структуры. Одной из них является Уросозерская зеленокаменная структура, расположенная вблизи границы Водлозерского

домена, сложенного в основном палео- и мезоархейскими породами, и Центрально-Карельского домена с неоархейской корой. Структура находится непосредственно к западу от трассы Медвежьегорск – Сегежа [Чекулаев и др., 2005]. Несмотря на доступность, она остается недостаточно изученной, и данная работа представляет попытку частично ликвидировать этот недостаток. В статье использованы материалы геологических, геохимических и петрологических исследований, проведенных нами ранее [Чекулаев и др., 2005], а также детальных исследований 2010–2012 годов.

Геологическое строение

Уросозерская структура имеет в плане изометричную форму, занимает площадь около 10×10 км и, вероятно, является частью

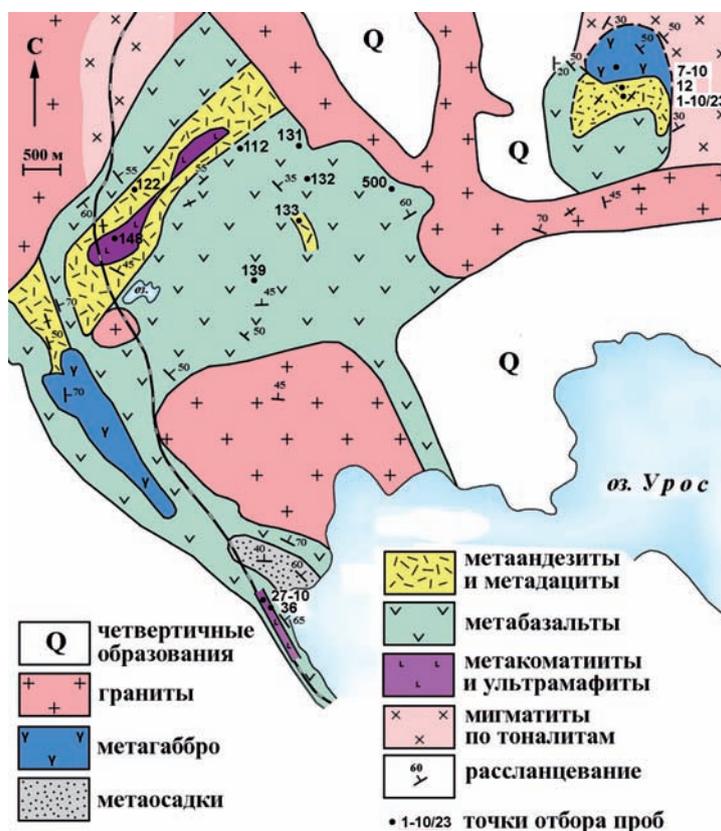


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Уросозерской структуры, составлена авторами статьи при участии И. Н. Крылова и К. И. Лохова (1985 г.), уточненная и дополненная (2010–2012 гг.)

более крупной структуры, сохранившейся в виде фрагментов среди гранитоидов (рис. 1). Структура сложена метавулканитами разного состава, метатерригенными породами, а также небольшими линзовидными телами ультрамафитов. Супракрустальные породы Уросозерской структуры имеют пологое залегание, что отличает ее от большинства других зеленокаменных структур Водлозерского домена. Они прорваны телами метагаббро и секутся более поздними гранитоидами.

Вмещающими структуру породами являются гранит-мигматиты с тоналит-трондьемитовым субстратом, характерные для Центральной и Западной Карелии. Их контакты с супракрустальными породами не обнажены. Полученные нами новые данные по изотопному возрасту и составу неодима для тоналитов вблизи контакта с породами структуры ($T_{DM}Nd = 3100$ млн лет) позволяют считать, что Уросозерская структура является частью Водлозерского, а не Центрально-Карельского домена, где $T_{DM}Nd$ тоналитов не превышает 2900 млн лет [Лобач-Жученко и др., 2000].

Метаультрамафиты представлены крупнозернистыми серпентинитами, которые слагают линзы в центральной части структуры, а в юго-западной части – более мелкозернистыми серпентин-хлорит-тремолитовыми сланцами без реликтов первичных магматических текстур, которые переслаиваются с коматиитовыми и толеитовыми метабазами, превращенными в амфиболиты, и, возможно, отвечают перидотитовым коматиитам.

Метавулканиты среднего и кислого состава в результате метаморфизма превращены в кварц-мусковитовые сланцы с варьирующим количеством граната и с четкой метаморфической полосчатостью.

Метаосадочные породы представлены сложным комплексом тонкополосчатых полимиктовых алевролитов и туфоалевролитов, превращенных в кварц-альбит-мусковитовые сланцы, которые переслаиваются с кислыми вулканитами, образуя прослои мощностью в пределах первых метров.

Супракрустальные породы структуры прорваны небольшими интрузиями габбро, диоритов и гранитоидов. Метагаббро образуют массивы размером $0,5 \times 0,7$ и $0,5 \times 2,5$ км и представлены среднезернистыми и крупнозернистыми амфиболитами, содержащими ксенолиты метавулканитов и метаосадков.

Все породы интенсивно деформированы и метаморфизованы. В вулканитах северной и северо-восточной части структуры выделяется два-три этапа деформаций. Метаморфизм

пород Уросозерской структуры был детально изучен Н. Е. Король [2000] на примере мафитовых вулканитов. Ею показано, что метаморфизм отвечал условиям амфиболитовой фации и происходил в два этапа, за которыми следовали диафорез и метасоматоз. Зоны метасоматических преобразований проявлены локально, преимущественно в северной-северо-восточной части структуры и достигают мощности от нескольких сантиметров до первых метров. Процессы метасоматоза пород структуры были детально изучены Б. В. Асафьевым [Бушмин и др., 1991]. Исследованы преимущественно метасоматиты в метабазах и выделены гранат-куммингтонитовые, гранат-роговообманковые типы, а в поле кислых вулканитов – гранат-кварцевые метасоматиты.

Возраст кислых вулканитов Уросозерской структуры по нашим пробам был определен ранее $^{207}Pb/^{206}Pb$ методом по циркону равным 2700 млн лет, а время процесса метасоматоза в поле распространения кислых вулканитов – 2514 млн лет [Левченков и др., 1989]. Эти данные о возрасте вулканитов, необычная форма и залегание пород Уросозерской структуры, а также предполагаемое нами ранее широкое развитие метаосадочных пород в сочетании с метавулканитами средне-кислого состава неогархейского возраста позволяли рассматривать данную структуру сходной с другими структурами обрамления Центрально-Карельского домена (Нюкозерской, Большезерской, поясом Иломанси в Восточной Финляндии) [Чекулаев и др., 2005].

Проведенное дополнительное детальное изучение состава супракрустальных пород Уросозерской структуры и их распространенности в пределах структуры показало, что в разрезе супракрустальных пород наиболее широко представлены мафит-ультрамафитовые метавулканиты, в меньшей степени – кислые метавулканиты, а метаосадочные или вулканогенно-осадочные породы имеют ограниченное распространение.

Состав и геохимические особенности метавулканитов и метагаббро

Метаультрамафиты, как слагающие линзы, так и образующие полосы переслаивания с метабазами и коматиитовыми метабазами, имеют одинаковый состав и рассматриваются нами как метаморфизованные коматииты. Породы с содержанием $MgO = 30-35$ % и магнезиальностью $mg\# = 0,85-0,84$ переслаиваются с коматиитовыми метабазами с содержанием $MgO = 17$ % и $mg\# = 0,80$.

Таблица 1. Содержание главных (%) и редких (г/т) элементов в породах Уросозерской структуры

№ обр	27-10	148	36а	139	500	112а	132	131	122	133	12г-85	1-10/23	7-10
порода	коматиит	у/мафит	ком.баз.	базальты 1			базальт 2	базальт 3	андезит	дациты			габбро
SiO ₂	43,74	45,53	44,51	49,06	49,13	52,45	47,90	48,71	58,15	69,97	66,74	67,2	47,85
TiO ₂	0,11	0,12	0,17	0,82	0,67	0,52	0,33	2,01	0,77	0,42	0,74	0,42	0,43
Al ₂ O ₃	5,56	7,53	18,06	13,69	15,05	16,27	18,90	14,12	18,45	13,27	17,39	18,6	15,24
FeO	7,69	9,97	7,49	11,93	11,61	8,50	7,95	13,41	7,05	3,78	3,72	5,04	9,44
MnO	0,12	0,14	0,17	0,24	0,26	0,16	0,16	0,25	0,11	0,10	0,07	0,19	0,14
MgO	35,42	32,10	17,00	10,17	8,05	8,26	8,13	6,08	3,47	1,79	2,10	1,83	14,00
CaO	2,29	4,53	11,07	11,38	11,13	11,61	11,34	10,55	5,95	4,11	4,15	2,34	10,82
Na ₂ O	0,05	0,10	0,82	1,90	2,54	2,60	4,04	4,08	3,67	3,79	1,05	0,38	1,39
K ₂ O	0,01	0,06	0,18	0,22	0,18	0,32	0,66	0,41	2,22	2,68	1,76	1,29	0,49
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,01	0,06	0,05	0,06	н.о.	0,13	0,14	0,06	0,05	0,03	0,03
mg	0,89	0,85	0,80	0,60	0,55	0,63	0,65	0,45	0,47	0,46	0,50	0,39	0,73
Rb	2,42	1,0	1	3	1	10	50	24	98	82	51	31	13,4
Sr	2,60	4,8	61	78	85	123	151	195	191	49	68	57	66,5
Y	3,0	2	7	16	15	11	9	25	19	30	11	6	10,9
Zr	9,4	7,8	11	46	40	39	20	112	144	252	121	141	24,9
Nb	0,51	0,3	н.о.	2,2	2	1	0,7	10	7	9	н.о.	4,1	1,12
Th	0,24	0,19	н.о.	н.о.		0,2	н.о.	1,95	2,78	9	н.о.	3,82	0,32
Ti	652	731	1020	5660	4982	3602	2739	11452	4620	2536	4660	2514	2610
Ba	3,35	3,4	н.о.	13	14	94	132	177	426	477	н.о.	105	49,7
Cr	4130	4130	820	571	328	468	1172	162	29	45	249	32,2	584
Ni	805	805	623	136	121	95	99	29	36	19	53	23	151
Co	85,4	85,4	н.о.	69	51	52	44	49	21	7	н.о.	6,01	45,4
V	65	65,1	н.о.	370	270	212	216	530	129	47	н.о.	38,4	187
La	1,82	0,51	н.о.	3,1	н.о.	н.о.	2,08	11,9	11,8	35,8	н.о.	9,18	2,27
Ce	2,89	1,37	н.о.	7,9	н.о.	н.о.	5,15	26,6	23,2	72,7	н.о.	17,3	5,35
Pr	0,37	0,18	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,71	3,45	2,8	8,1	н.о.	1,81	0,75
Nd	1,5	0,71	н.о.	5,7	н.о.	н.о.	3,24	15,3	12,4	29,6	н.о.	6,32	3,61
Sm	0,36	0,19	н.о.	1,8	н.о.	н.о.	1,05	4,06	2,89	5,83	н.о.	1,22	1,14
Eu	0,12	0,05	н.о.	0,68	н.о.	н.о.	0,42	1,04	0,82	1,15	н.о.	0,42	0,35
Gd	0,38	0,18	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,03	3,95	2,79	6,03	н.о.	1,23	1,26
Tb	0,078	0,05	н.о.	0,47	н.о.	н.о.	0,22	0,74	0,47	0,9	н.о.	0,18	0,29
Dy	0,44	0,29	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,34	4,51	2,89	5,39	н.о.	0,96	1,8
Ho	0,09	0,065	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,32	0,92	0,58	1,2	н.о.	0,18	0,38
Er	0,28	0,21	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,94	2,52	1,69	3,61	н.о.	0,52	1,17
Tm	0,04	0,026	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,14	0,35	0,28	0,56	н.о.	0,082	0,17
Yb	0,33	0,22	н.о.	1,7	н.о.	н.о.	1,09	2,52	1,72	3,58	н.о.	0,63	1,23
Lu	0,044	0,031	н.о.	0,25	н.о.	н.о.	0,13	0,34	0,23	0,64	н.о.	0,07	0,18

Все коматииты не деплетированы глиноземом и имеют $CaO/Al_2O_3 = 0,5-0,7$; $Al_2O_3/TiO_2 = 15-30$. Они обогащены легкими РЗЭ с $(La/Yb)_N = 1,8-4,0$; $(La/Sm)_N = 1,7-3,0$ при $(Gd/Yb)_N = 1$ и концентрациями в 1,2–2 раза выше, чем в хондрите C1. Отношение Sm/Nd уменьшается от мантийных значений (0,35–0,33) до коровых (0,25–0,27). По соотношению MgO и TiO₂ коматииты относятся к границе вулканитов коматиитовой и маринит-бонинитовой серий [Куликов, 1988. Рис. 2]. Для них характерны высокие концентрации Cr и Ni, а также отрицательные аномалии Nb с $(Nb/La)_N = 0,33-0,4$ и Sr ($Sr/Sr^* = 0,1-0,3$) (табл. 1; рис. 2).

Высокая магнезиальность коматиитов и коматиитовых базальтов свидетельствует об образовании их исходных расплавов при высокой степени плавления мантийного источника. Недеплетированные глиноземом коматиитовые расплавы выплавляются из мантийного источника при умеренном давлении, не превышающем 5–7 Гпа [Arndt, 1994; Herzberg, 1995], а низкие концентрации РЗЭ в коматиитах ($PЗЭ/C1 < 2$), равные и более низкие, чем концентрации в РМ, свидетельствуют о низких концентрациях РЗЭ в мантийном источнике. Высокое отношение $(La/Sm)_N = 1,7-3,0$ при плоском распределении тяжелых РЗЭ с отношением

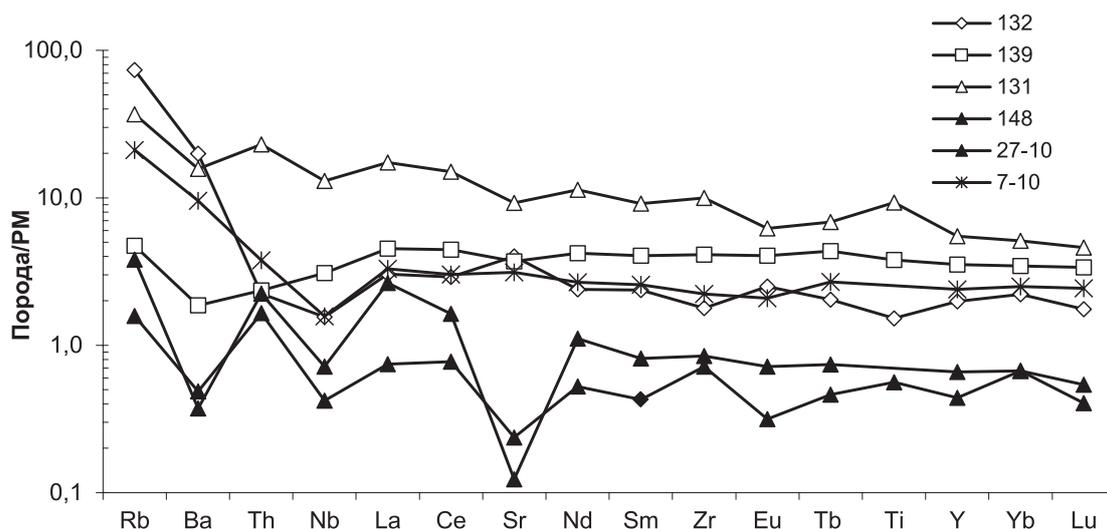


Рис. 2. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы), нормированные на PM [по Sun, McDonough, 1989] для метакоматиитов (пр. 148 и 27–10), metabазальтов (пр. 131, 132 и 139) и габбро-амфиболитов (пр. 7–10)

$(Gd/Yb)_N = 1$, а также низкое отношение $(Nb/La)_N < 0,9$ свидетельствуют, скорее всего, о контаминации расплавов коровым веществом [Condie, 2001].

Метабазальты представлены амфиболитами, в которых реликты подушечных текстур сохраняются крайне редко. По соотношению глинозема и суммы щелочей они разделяются на три группы: нормальные (1), высокоглиноземистые (2) и высокотитанистые (3). Базальты первой группы распространены наиболее широко и составляют более 80 % всех metabазальтов структуры. Они имеют умеренную магнезиальность ($mg\# = 0,60–0,54$), близкое к мантийному Ti/Zr отношение, равное 100–110, более низкое содержание Sr (250–370 г/т). По соотношению MgO и TiO_2 [Куликов, 1988] они относятся к вулканитам коматиитовой серии. Базальты этой группы характеризуются слабо обогащенным распределением РЗЭ с $(La/Yb)_N = 1,3$, отношением $Sm/Nd = 0,27$ и наличием отрицательной аномалии Nb с $(Nb/La)_N = 0,68$, которая наиболее характерна для контаминированных базитовых расплавов. Базальты второй группы (высокоглиноземистые) характеризуются высокими содержаниями глинозема и магнезиальностью ($mg\# = 0,64$). По соотношению MgO и TiO_2 они также находятся на границе вулканитов коматиитовой и марионит-бонинитовой серий. Для базальтов этой группы характерны высокое содержание Sr (до 590 г/т), низкое содержание Ti и Zr , Ti/Zr отношение (95–100) несколько ниже мантийного. Они обогащены легкими РЗЭ с $(La/Yb)_N = 1,7$ и концентрациями в 8–6 раз выше, чем в хондрите C1. Sm/Nd отношение смещено в сторону коровых (0,28). В базальтах установлена отрицательная аномалия

Nb с $(Nb/La)_N = 0,33$ (рис. 2). Высокотитанистые базальты по соотношению MgO и TiO_2 лежат в поле толеитовой серии. Они отличаются низкой магнезиальностью ($mg\# = 0,49–0,41$), высоким содержанием Ti и Zr , Ti/Zr отношением, варьирующим от 60 до 100. Они, как и базальты двух других групп, обогащены легкими РЗЭ с $(La/Yb)_N = 3,5$ и концентрациями в 50–15 раз выше, чем в хондрите C1, Sm/Nd отношение = 0,23–0,28. Для этих базальтов характерны высокие концентрации Sr (до 200 г/т) и Ba (до 180 г/т), $(Nb/La)_N = 0,83$.

Все три группы metabазальтов, присутствующие в Уросозерской зеленокаменной структуре, имеют аналоги в других зеленокаменных структурах Водлозерского домена и распространены примерно в тех же соотношениях. Различия составов базальтов обусловлены фракционированием их исходных расплавов при различных PT -параметрах под воздействием котектик умеренного (1) и низкого (2) давления [Арестова, 2008]. Отличием мафит-ультрамафитовых вулканитов Уросозерской структуры от аналогичных вулканитов других структур домена является то, что они по всей совокупности геохимических характеристик несут следы различной степени контаминации их расплавов коровым веществом.

Средние и кислые вулканиты Уросозерской структуры по отношению щелочей разделяются на две группы с K_2O/Na_2O соответственно 0,15–0,26 и 0,53–3,0. Наблюдаемые различия в отношениях K_2O/Na_2O в вулканитах двух серий, вероятно, свидетельствуют о различиях в условиях их образования, хотя нельзя исключить и метасоматическое происхождение калия. Вулканиты обеих групп представляют

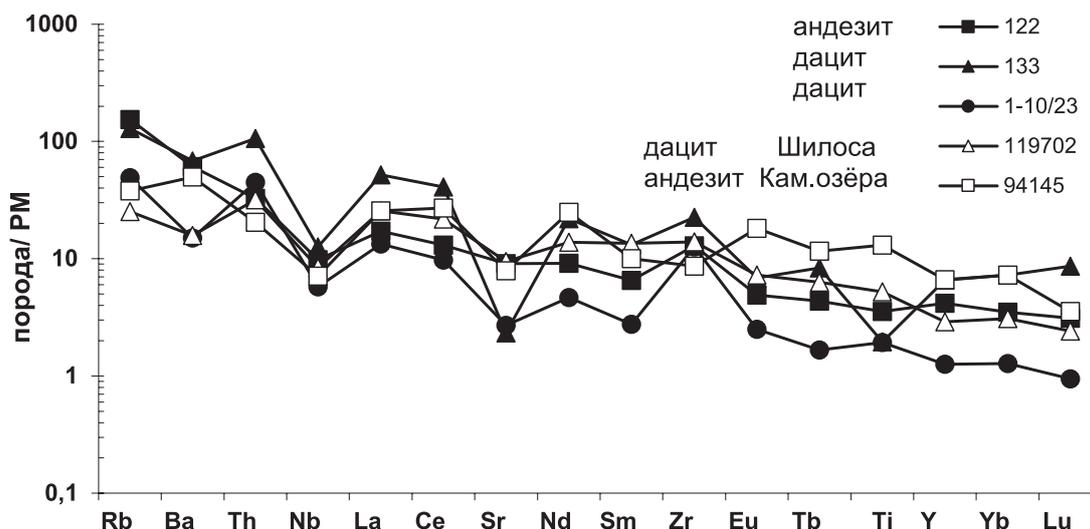


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы), нормированные на PM [по San, McDonough, 1989] для метаандезитов (пр. 122) и метадацитов (пр. 133 и 1–10/23) Уросозерской структуры и одновозрастных метаандезита Каменноозерской структуры (пр. 94145 по Puchtel et al., 1999) и метадацита Шилосской структуры (пр. 119702 по Мыскова и др., 2012)

широкий спектр составов от андезитов-базальтов до риодацитов (табл. 1). В свою очередь, среди андезитов нормального натрового ряда выделяются высокомагнезиальные андезиты с $mg\# = 0,50-0,53$ и низкомагнезиальные с $mg\# = 0,42-0,45$. Все андезиты и дациты характеризуются дифференцированным спектром распределения РЗЭ с $(La/Yb)_N = 5$ в андезитах и 7–10 в дацитах, наличием отрицательной аномалии ниобия с $(Nb/La)_N = 0,57-0,23$, что делает их сходными с вулканитами зеленокаменных структур северного обрамления Водлозерского домена (Шилосской и Каменноозерской) (рис. 3). Судя по трендам изменения концентраций Y и Yb, образование этих вулканитов происходило в результате фракционирования исходных расплавов в глубинных условиях с участием граната, тогда как образование расплавов риолитов могло происходить при фракционировании в условиях меньших давлений вне поля устойчивости граната.

Метагаббро представлены амфиболитами, в которых сохраняются реликты первично-магматических структур, в частности таблитчатые зерна магматического плагиоклаза ($An = 55-75$), по которым развиваются эпидот-цоизитовые агрегаты. Пироксен в породе полностью замещен амфиболом. По составу метагаббро относятся к мафитам толеитовой серии с высокой магнезиальностью ($mg\# = 0,73$). Для них характерны высокое содержание Sr (до 580 г/т), низкое содержание Ti и Zr, Ti/Zr около 100. Для этих пород характерен недифференцированный спектр распределения РЗЭ с содержанием редких элементов в 6–7 раз выше, чем в хондрите C1 с $(La/Yb)_N = 1-1,2$.

Метаморфизм

Н. Е. Король [2000] были выделены два этапа прогрессивного метаморфизма с параметрами: $T = 600-650\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 4-5$ кбар и $T = 600-700\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 5,9-6,6$ кбар. На третьем этапе осуществлялся диафорез пород в условиях от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации при спаде температуры и давления. По данным Н. Е. Король, со вторым и третьим этапами метаморфизма сопряжены процессы метасоматоза: среднетемпературный ($T = 600-700\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 6$ кбар) и низкотемпературный ($\sim 450\text{ }^\circ\text{C}$) соответственно.

Нами была предпринята попытка оценить РТ-параметры метаморфизма для датированного образца метадацита калиевого ряда (образец 1–10/23), так как эта порода характеризуется наибольшим разнообразием метаморфических минералов и из этой породы датирован циркон. Для оценки термодинамической устойчивости минеральных парагенезисов метадацита был произведен расчет на основе петрологической программы THERIAK-DOMINO [De Capitani, 1987] с использованием модифицированной термодинамической базы данных минералов [Verma, 1988] и твердых растворов. Изученный метадацит представляет собой среднезернистую породу, состоящую из граната (4 %), мусковита (17 %), маргарита (18 %), хлорита (13 %) и кварца (47 %). В шлифе наблюдается чередование прослоев, выполненных кварцем, с прослоями, содержащими мусковит-хлоритовую ассоциацию. По хлориту выявляется направление рассланцевания, расположенное почти под прямым углом

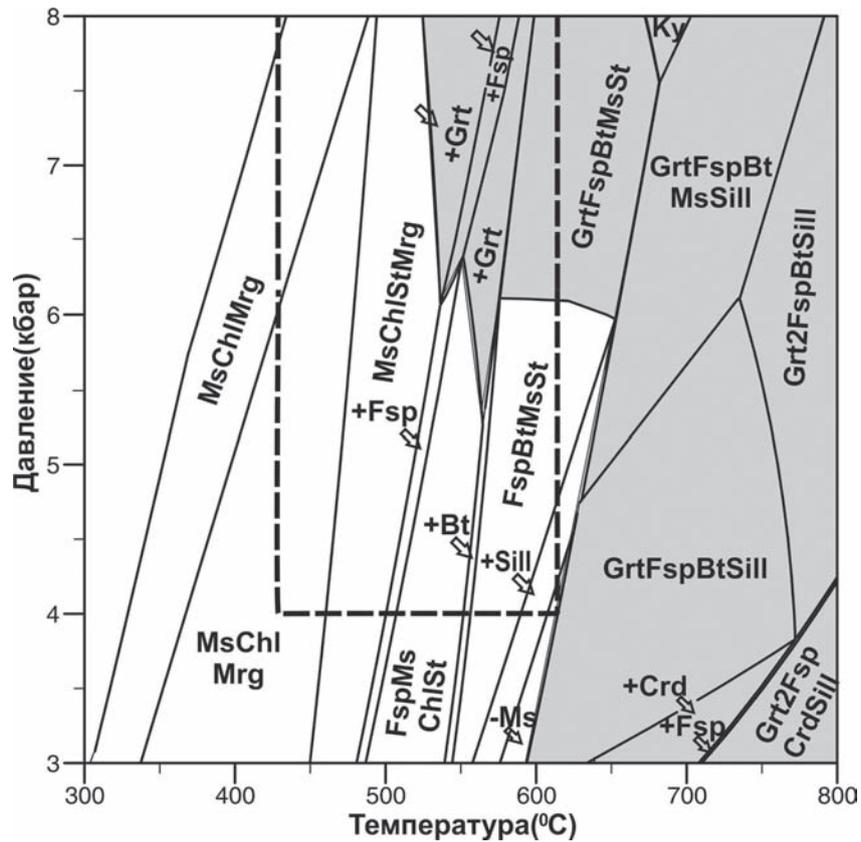


Рис. 4. Петрогенетическая сетка в координатах P-T (Qtz+H₂O присутствуют в каждой области диаграммы). Серым цветом обозначена область, в которой присутствует гранат в ассоциации с другими минералами. Пунктирной линией отмечена область устойчивости наблюдаемых минеральных парагенезисов. (На рисунках и в тексте сокращения минералов даны по Kretz, 1983)

к кварц-серицитовым агрегатам, маркирующим более раннее рассланцевание породы. Гранат часто ксеноморфен, с множественными включениями кварца и хлорита.

Состав минералов изучался на электронном микроскопе (сканирующий электронный растровый микроскоп JEOL JSM 6510LA с ЭДС JED-2200, ИГГД РАН, Санкт-Петербург). В гранате выявлена прямая (прогрессивная) зональность: в центре Alm75Prp9Sps10Grs6, на краю зерна Alm72Prp13Sps9Grs5. Хлорит, мусковит, маргарит имеют постоянный состав, непрозрачная фаза представлена рутилом (табл. 2).

Для расчета петрогенетической сетки в координатах P-T использовался состав обр. 1–10/23, пересчитанный с нормированием на 100 % катионов в системе NCKFMASH (Na-Ca-K-Fe-Mg-Al-Si-H). Результаты расчета представлены на диаграмме (рис. 4). Область устойчивости наблюдаемых минеральных парагенезисов ограничена параметрами T = 400–610 °C, P выше 4 кбар.

В соответствии с выполненными расчетами (рис. 4) гранат и мусковит, по-видимому, относятся к различным парагенезисам.

Совместный рост минералов возможен в более железистой породе (рис. 5), чем тот состав, который мы взяли для расчета. Однако для реального состава парагенезиса граната и хлорита получены температуры по биминеральному гранат-хлоритовому термометру [Перчук, Рябчиков, 1989], вероятно, отвечающие истинному равновесию. С использованием состава ядра граната (состав, равновесный с ранним парагенезисом) получены T = 530–540 °C, а по составу края зерна граната рассчитаны температуры завершающей стадии (585–600 °C).

Ограничения по давлению могут быть приняты с учетом теоретически возможного появления граната, который для возможного изменения железистости метавулканита возникает при давлениях не ниже 4–5,5 кбар. Результаты расчетов представлены на диаграмме (рис. 5).

Таким образом, результат, полученный на основе исследования кислого вулканита, в целом согласуется с выводом Н. Е. Король, полученным для базитов, о прогрессивном увеличении степени метаморфизма вулканитов Уросозерской структуры. Близки и полученные данные по температуре и давлению.

Таблица 2. Химический состав минералов образца 1-10/23

Минерал	Grт	Grт	Grт	Grт	Grт	Grт	Ms	Chl	Mrg
Точка	015	016	017	018	019	020	среднее	среднее	среднее
Описание	край			центр		край	из 10	из 8	из 7
SiO ₂	37,07	37,14	37,20	37,16	37,04	37,33	48,12	28,38	36,01
TiO ₂	–	–	–	–	–	–	0,26	–	–
Al ₂ O ₃	21,60	21,70	21,61	20,96	21,17	21,46	38,94	27,05	50,85
FeO	32,24	32,58	32,66	33,04	32,98	32,69	0,78	28,78	0,28
MnO	3,86	3,47	3,67	4,49	3,91	3,21	0,01	0,36	–
MgO	3,34	3,05	2,94	2,36	3,13	3,13	0,63	15,40	0,32
CaO	1,88	2,05	1,92	1,98	1,78	2,18	0,10	0,06	10,18
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	1,17	–	1,78
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	9,94	–	0,76
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2,98	2,98	2,99	3,01	2,98	3,00	3,47	2,62	2,56
Ti							0,01		
Al	2,04	2,05	2,05	2,00	2,01	2,03	3,31	2,94	4,27
Fe	2,15	2,19	2,19	2,23	2,19	2,19	0,05	2,22	0,02
Mn	0,26	0,24	0,25	0,31	0,27	0,22	0,00	0,03	
Mg	0,40	0,37	0,35	0,28	0,38	0,37	0,07	2,12	0,03
Ca	0,16	0,18	0,17	0,17	0,15	0,19	0,00	0,01	0,78
Na							0,16		0,25
K							0,91		0,07
Py	13	12	12	9	13	13			
Alm	72	74	74	75	73	74			
Sps	9	8	8	10	9	7			
Grs	5	6	6	6	5	6			

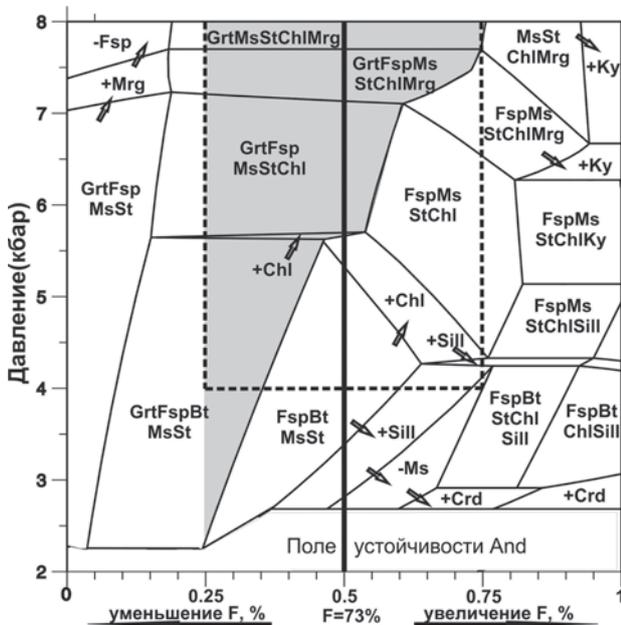


Рис. 5. Бинарная диаграмма, показывающая теоретически возможное появление граната при изменении F, % (общей железистости породы) метавулканита. Сплошная черная линия – исходный состав породы. Пунктирная линия – возможные отклонения F, % метавулканита

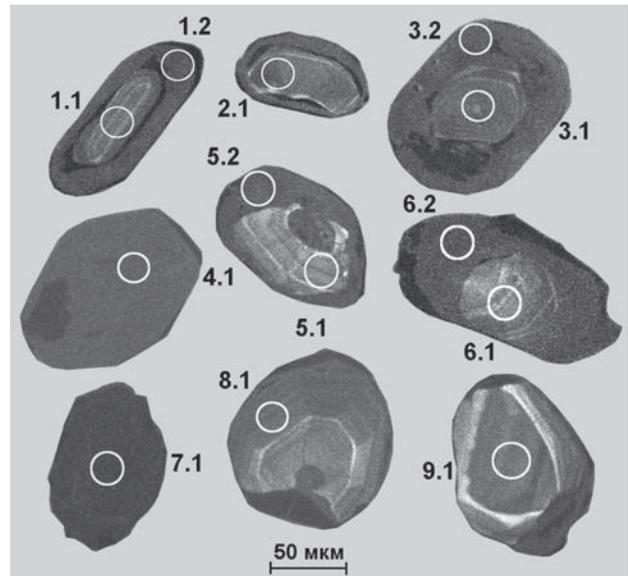


Рис. 6. Форма и строение зерен цирконов пробы 1-10/23 в катодолуминесцентном изображении. Номера точек измерения соответствуют номерам в таблице 3

Таблица 3. U-Pb изотопные данные цирконов из дацита 1-10/23 Уросозерской структуры

Проба. Зерно. Точка	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Возраст	Дискордантность	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%
1-10-23.1.2	0,18	431	120	0,29	138	2043 ±21	2701 ±7,9	32	9,53	1,3	0,3728	1,2
1-10-23.3.2	0,09	469	52	0,12	180	2378 ±24	2701 ±7,8	14	11,40	1,3	0,4461	1,2
1-10-23.7.1	0,05	507	10	0,02	226	2695 ±26	2702 ±7,3	0	13,27	1,3	0,5190	1,2
1-10-23.4.1	0,05	476	21	0,05	204	2610 ±26	2706 ±6,6	4	12,79	1,3	0,4992	1,2
1-10-23.6.2	0,03	582	10	0,02	249	2608 ±26	2709 ±6,4	4	12,80	1,3	0,4986	1,2
1-10-23.5.2	0,14	499	17	0,04	210	2571 ±25	2722 ±7,0	6	12,68	1,3	0,4900	1,2
1-10-23.1.1	0,06	310	202	0,67	114	2290 ±22	2871 ±6,4	25	12,09	1,2	0,4266	1,2
1-10-23.3.1	0,07	316	139	0,45	142	2707 ±27	2871 ±7,3	6	14,79	1,3	0,5218	1,2
1-10-23.9.1	0,09	122	46	0,39	53,9	2671 ±28	2874 ±11	8	14,57	1,5	0,5134	1,3
1-10-23.8.1	0,08	268	110	0,42	123	2763 ±28	2874 ±7,7	4	15,20	1,3	0,5352	1,2
1-10-23.2.1	0,02	314	231	0,76	140	2690 ±27	2877 ±7,3	7	14,73	1,3	0,5178	1,2
1-10-23.6.1	0,06	195	88	0,47	90,8	2791 ±28	2879 ±8,5	3	15,43	1,4	0,5418	1,2
1-10-23.5.1	0,14	210	99	0,49	73,3	2493 ±23	2881 ±19	31	11,56	1,7	0,4052	1,3

Примечание. Ошибки 1-sigma; Pbc and Pb^* соответствуют обычному и радиогенному свинцу. Поправка введена на измеренное кол-во 204-свинца.

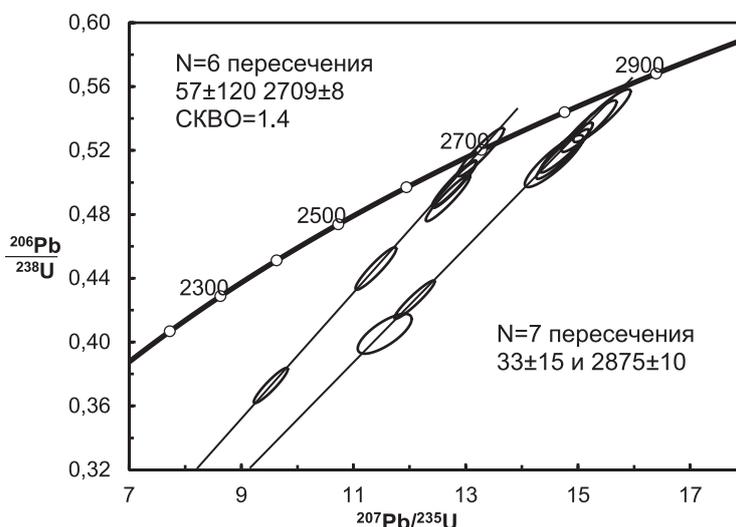


Рис. 7. Дискордии, построенные для пробы 1–10/23

Изотопное датирование

Изучение цирконов проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb методом на приборе SIMS SHRIMP-II. Метод описан в работе [Сергеев и др., 2007]. В породе (образец 1–10/23) присутствуют цирконы двух типов (рис. 6). Цирконы первого типа представлены прозрачными удлинёнными кристаллами призматической формы, светло-розового цвета, размером 150 × 50 мкм, а также округлыми изометричными кристаллами (100 × 50 – 100 × 100 мкм). В большинстве крупных зерен в катодолюминесцентном изображении видны более светлые зональные ядра и более темные однородные каймы без включений. Мелкие изометричные зерна по содержанию U и Th

соответствуют каймам крупных зерен (табл. 3; рис. 6). Были измерены зональные ядра и оболочки крупных зерен цирконов, а также более мелкие однородные зерна, соответствующие по составу оболочкам. Ядра цирконов являются более низкоурановыми; содержание U в них варьирует от 195 до 316 мкг/г, Th – от 46 до 230 мкг/г, отношение Th/U = 0,42–0,76. Дискордия, построенная по пяти близконкордантным и двум дискордантным точкам, пересекает конкордию в точке 2875 ± 9 млн лет при SKBO = 0,16 (рис. 7).

В оболочках и мелких однородных зернах циркона содержание U выше и варьирует от 431 до 582 мкг/г, Th – от 10 до 120 мкг/г, отношение Th/U = 0,02–0,12. Дискордия, построенная по семи точкам, из которых одна конкордантная

и три близконкордантные, пересекает конкордию у значения возраста 2709 ± 8 млн лет при $СКВО = 1,4$. Первое значение возраста соответствует времени вулканизма, а второе – возрасту наложенного метаморфизма, синхронного со становлением гранитов и гранитных мигматитов на большей части Фенноскандинавского щита.

Выводы

Уросозерская структура характеризуется пологим залеганием пород, что отличает ее от большинства зеленокаменных структур Водлозерского домена.

Фундамент структуры представлен тоналитами. Новые данные по изотопному возрасту и составу неодима в тоналитах фундамента ($T_{DM}Nd = 3100$ млн лет) показали, что Уросозерская структура относится к Водлозерскому домену, граница которого проходит севернее, чем предполагалось ранее.

Химический состав средних и кислых вулканитов Уросозерской структуры и их мезоархейский возраст, равный 2875 ± 9 млн лет, аналогичны составу и возрасту кислых вулканитов Шилосской и Каменноозерской структур северной окраины Водлозерского домена [Puchtel et al., 1999; Мыскова и др., 2012] (рис. 3), что также поддерживает принадлежность структуры к Водлозерскому домену.

Все выделенные группы мафит-ультрамафитовых вулканитов структуры характерны для других зеленокаменных структур Водлозерского домена. При этом концентрации РЗЭ в источнике плавления коматиитов были более низкими, чем для источников коматиитов большинства структур Водлозерского домена, и сходными с таковыми для Каменноозерской структуры [Арестова, 2008]. Мафит-ультрамафитовые вулканиты Уросозерской структуры отличаются от вулканитов других структур широким проявлением контаминации расплавов коровым материалом.

Габбро, прорывающие вулканиты Уросозерской структуры, по геохимическим особенностям и характеру распределения РЗЭ аналогичны габброидам, прорывающим вулканиты Шилосской структуры [Мыскова и др., 2012].

Таким образом, изученная Уросозерская структура по составу и возрасту слагающих ее пород близка к зеленокаменным структурам северного обрамления Водлозерского домена.

Параметры метаморфизма пород структуры ($T = 400\text{--}610$ °С, P выше 4 кбар), полученные на основе исследования кислых вулканитов, в целом согласуются с таковыми, полученными

Н. Е. Король для базитов, и с ее выводом о прогрессивном увеличении степени метаморфизма [Король, 2000].

Возраст метаморфизма, определенный U-Pb методом SIMS SHRIMP-II по циркону, составляет 2709 ± 8 млн лет. Единое значение полученного изотопного возраста метаморфизма при установленных двух его этапах позволяет предполагать, что образование метаморфического циркона происходило однократно при максимальных параметрах метаморфизма.

Различия в возрасте метаморфизма и в определенном ранее возрасте метасоматоза предполагают, что метаморфизм оторван во времени от последующего метасоматоза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 12-05-00678.

Литература

Арестова Н. А. Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных) // Региональная геология и металлогения. 2008. № 36. С. 5–18.

Бушмин С. А., Асафьев Б. Ю., Кулешевич Л. В. Метасоматиты зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области // Метасоматические процессы в докембрийских толщах / Ред. Д. В. Рундквист, С. А. Бушмин. СПб.: Наука, 1991. С. 145–178.

Король Н. Е. Метаморфическая эволюция пород Уросозерской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. Вып. 2. С. 35–42.

Куликов В. С. О систематике и номенклатуре пород коматиитовой серии // Коматииты и высокомагнетизальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита / Ред. О. А. Богатиков. Л.: Наука, 1988. С. 7–14.

Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия / Ред. Л. К. Левский, О. А. Левченков. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

Мыскова Т. А., Житникова И. А., Арестова Н. А. и др. Новые данные о составе и возрасте пород шилосского комплекса Центральной Карелии // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г. М. Саранчиной. СПбГУ. 2012. Т. 2. С. 82–85.

Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовые соответствия в минеральных системах. М.: Наука, 1989. 287 с.

Сергеев С. А., Матуков Д. И., Бибикина Е. В., Лобач-Жученко С. Б. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского метаморфического комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.

Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Коваленко А. В., Слабунов А. И. Карельская гранит-зеленокаменная область. Центрально-Карельский домен // Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. С. 395–471.

Arndt N. T. Archean komatiites // Archean Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology. Amsterdam: Elsevier Ashwal LD, 1994. Vol. 11. P. 11–44.

Berman R. G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂ // J. Petrol. 1988. Vol. 29. P. 455–522.

Condie K. C. Mantle Plumes and their Record in Earth History // Cambridge University Press. 2001. 306 p.

De Capitani C., Brown T. The computation of chemical equilibrium in complex system containing non ideal solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. Vol. 51. P. 2639–2652.

Herzberg C. Generation of plume through time an experimental perspective // Chemical Geology. 1995: 126. P. 1–16.

Kretz R. Symbol for rock-forming minerals // Almer. Min. 1983. No. 68. P. 277–279.

Puchtel I. S., Hofman A. W., Amelin Yu. V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63, no. 21. P. 3579–3595.

Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds: A. D. Saunders, M. J. Norry // Magmatism in the ocean basins. Geol. Society, Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Поступила в редакцию 20.06.2014

References

Arestova N. A. Piroda bazal'tov arhejskih zelenokamennykh pojasov Baltijskogo shhita: istochniki i geodinamicheskie rezhimy formirovaniya (na osnove analiza geohimicheskikh dannykh) [Nature of basalts of the Archean greenstone belts of the Baltic Shield: sources and geodynamic formation modes (based on the analysis of geodynamic data)]. *Regional'naja geologija i metallogenija* [Regional geology and metallogeny]. 2008. No. 36. P. 5–18.

Bushmin S. A., Asaf'ev B. Ju., Kuleshevich L. V. Metasomatity zelenokamennykh pojasov Karel'skoj granit-zelenokamennoj oblasti [Metasomatites of the greenstone belts of the Karelian granite-greenstone area]. *Metasomaticheskie processy v dokembrijskikh tolshhah* [Metasomatic processes in the Precambrian layers]. Eds D. V. Rundkvist, S. A. Bushmin. St. Petersburg: Nauka, 1991. P. 145–178.

Chekulaev V. P., Arestova N. A., Kovalenko A. V., Slabunov A. I. Karel'skaya granit-zelenokamennaya oblast'. Tsentral'no-Karel'skii domen [Karelian granite-greenstone terrain. Central Karelian domain]. *Rannii dokembrii Baltijskogo shchita* [Early Precambrian of the Baltic Shield]. Ed. V. A. Glebovitskii. St. Petersburg: Nauka, 2005. P. 395–471.

Korol' N. E. Metamorficheskaya evolyutsiya porod Urosozerskoi struktury [Metamorphic evolution of the rocks of the Urosozero structure]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and commercial minerals of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2000. Iss. 2. P. 35–42.

Kulikov V. S. O sistematike i nomenklature porod komatiitovoj serii [On the systematics and nomenclature of komatiitic rocks]. *Komatiiti i vysokomagnezial'nye vulkanity rannego dokembrija Baltijskogo shhita* [Early Precambrian komatiites and highly magnesian volcanics of the Baltic Shield]. Ed. O. A. Bogatikov. Leningrad: Nauka, 1988. P. 7–14.

Levchenkov O. A., Lobach-Zhuchenko S. B., Sergeev S. A. Geokhronologiya Karel'skoi granit-zelenokamennoi oblasti [Geochronology of the Karelian granite-greenstone terrain]. *Izotopnaya geokhronologiya dokembriya* [Isotope geochronology of the Precambrian]. Leningrad: Nauka, 1989. P. 63–72.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Levskaa L. L., Kovalenko A. V. Arkheiskie terreiny Karelii: ikh geologicheskoe i izotopno-geokhimicheskoe obosnovanie [Archean terrains of Karelia: geological and isotope-geochemical bases]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2000. No. 6. P. 26–42.

Myskova T. A., Zhitnikova I. A., Arestova N. A. et al. Novye dannye o sostave i vozraste porod shiloskogo kompleksa Tsentral'noi Karelii [New data on composition and age of rocks of the Shillosky complex, Central Karelia]. *Materialy Vserossiiskoi konferentsii, posvyashchennoi 150-letiyu akademika F. Yu. Levinsona-Lessinga i 100-letiyu professora G. M. Saranchinovi* [Proc. All-Russian conf. dedicated to the 150th anniversary of F. Yu. Levinson-Lessing and the 100th anniversary of professor G. M. Saranchina]. SPbGU. 2012. Vol. 2. P. 82–85.

Perchuk L. L., Ryabchikov I. D. Fazovye sootvetstviya v mineral'nykh sistemakh [Phase correspondence in mineral systems]. Moscow: Nauka, 1989. 287 p.

Sergeev S. A., Matukov D. I., Bibikova E. V., Lobach-Zhuchenko S. B. Vozrast porod i metamorficheskikh protsessov Vodlozerskogo metamorficheskogo kompleksa Baltijskogo shchita (po rezul'tatam analiza tsirkonov U-Th-Pb izotopnym metodom na ionnom mikrozonde SHRIMP II) [Age of the magmatic and metamorphic processes in the Vodlozero complex, Baltic Shield (an ion microprobe SHRIMP II U-Th-Pb isotopic study of zircons)]. *Geokhimiya* [Geochemistry]. 2007. No. 2. P. 229–236.

Arndt N. T. Archean komatiites. *Archean Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology*. Vol. 11. Amsterdam: Elsevier Ashwal LD, 1994. P. 11–44.

Berman R. G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂. *J. Petrol.* 1988. Vol. 29. P. 455–522.

Condie K. C. Mantle Plumes and their Record in Earth History. Cambridge University Press. 2001. 306 p.

De Capitani C., Brown T. The computation of chemical equilibrium in complex system containing non ideal solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. Vol. 51. P. 2639–2652.

Herzberg C. Generation of plume through time an experimental perspective. *Chemical Geology.* 1995: 126. P. 1–16.

Kretz R. Symbol for rock-forming minerals. *Almer. Min.* 1983. No. 68. P. 277–279.

Puchtel I. S., Hofman A. W., Amelin Yu. V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. Vol. 63, no. 21. P. 3579–3595.

Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Eds: A. D. Saunders, M. J. Norry. *Magmatism in the ocean basins. Geol. Society, Spec. Publ.* 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Received June 20, 2014

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Арестова Наталия Александровна

ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: narestova2009@rambler.ru
тел.: (812) 3280192

Юрченко Анастасия Владимировна

младший научный сотрудник
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: yurchenko-nastyia@yandex.ru
тел.: (812) 3280192

Чекулаев Валерий Петрович

главный научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: vpchekulaev@mail.ru
тел.: (812) 3280192

Лобач-Жученко Светлана Борисовна

главный научный сотрудник, д. г.-м. наук
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: slobach-zhuchenko@mail.ru
тел.: (812) 3280192

Кучеровский Глеб Алексеевич

аспирант
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034
эл. почта: chljbkyk@yandex.ru
тел.: (812) 3280192

Лепехина Елена Николаевна

научный сотрудник
Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ
Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106
эл. почта: Elena_Lepekhina@vsegei.ru
тел.: (812) 3289209

CONTRIBUTORS:

Arestova, Natalia

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: narestova2009@rambler.ru
tel.: (812) 3280192

Yurchenko, Anastasia

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: yurchenko-nastyia@yandex.ru
tel.: (812) 3280192

Chekulaev, Valery

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: vpchekulaev@mail.ru
tel.: (812) 3280192

Lobach-Zhuchenko, Svetlana

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: slobach-zhuchenko@mail.ru
tel.: (812) 3280192

Kuchеровsky, Gleb

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia
e-mail: chljbkyk@yandex.ru
tel.: (812) 3280192

Lepekhina, Elena

Centre of Isotopic Research,
A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute
74 Sredny prosp., 199106 St. Petersburg, Russia
e-mail: Elena_Lepekhina@vsegei.ru
tel.: (812) 3289209

УДК 553.07:553.481

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕЧЕНГСКОЙ РИФТОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ (КОЛЬСКИЙ ГЕОБЛОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)

С. И. Турченко

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Сульфидные медно-никелевые месторождения образуют специфическую рудную формацию не только по устойчивой ассоциации основных сульфидных рудообразующих минералов, но и по тесной изначальной связи их с мафит-ультрамафитовыми интрузиями мантийного происхождения и близкой геодинамической обстановкой их проявления в Печенгской рифтогенной структуре Кольского геоблока Балтийского щита. В работе детально рассмотрено геолого-структурное положение Печенги как рифтогенной структуры, развивающейся в палеопротерозое от 2450 млн лет через этапы континентального (2340–2130 млн лет), океанического (2100–1940 млн лет) рифтогенеза и последующей коллизии (1900–1850 млн лет). Последний этап особенно четко проявился в процессах сульфидного медно-никелевого рудогенеза, которому посвящена большая часть работы. На основании данных изотопного состава серы и свинца делается вывод о метаморфогенно-гидротермальной природе образования главных эпигенетических руд действующих месторождений Печенги и сложном полигенно-полихронном генезисе всех медно-никелевых руд Печенгского рудного поля.

Ключевые слова: палеорифт; Печенга; медно-никелевый рудогенез; метаморфогенно-гидротермальная природа эпигенетических руд.

S. I. Turchenko. METALLOGENIC FEATURES OF THE PECHENGA RIFTOGENIC STRUCTURE (KOLA GEOBLOCK, BALTIC SHIELD)

Sulfide Cu-Ni deposits form a specific ore formation not only in terms of sustainable association of basic sulfide minerals but also based on its initial connection with mafic-ultramafic intrusions of the mantle origin and the tectonic position within the Pechenga paleorift of the Kola Geoblock of the Baltic Shield. The geologico-structural position of the Pechenga paleoproterozoic riftogenic structure evolving from 2450 Ma through the stages of continental (2340–2130 Ma) and oceanic riftogenesis (2100–1940 Ma) and subsequent collision (1900–1850 Ma) are analyzed in the paper. The last stage was particularly clear in the sulfide Cu-Ni ore forming processes that constitute the central part of the research. Based on S and Pb isotope data the nature of the main epigenetic ores of the current Pechenga deposits is found to be metamorphogenic-hydrothermal and all Cu-Ni ores of the Pechenga ore field are concluded to be of complex polygenic-polichronous genesis.

Keywords: paleorift; Pechenga; Cu-Ni ore genesis; metamorphogenic-hydrothermal nature; epigenetic ores.

Введение

К концу архея период интенсивного вулканизма, плутонизма, аккреции и кратонизации привел к построению более или менее стабильных континентальных плит. Они составляли около 60 % площади современных континентов. Кратоны в последующем были подвержены интенсивному растяжению, благодаря преимущественно мантийному диапиризму и подъему астеносферных потоков, которые и привели к формированию разнообразных особенностей протерозойской коры. Некоторые из этих режимов растяжения привели к образованию энсиалических интракратонных бассейнов и линейных континентальных рифтов. Зоны континентального рифтогенеза характеризовались широким спектром полезных ископаемых, связанных с мафит-ультрамафитовыми магматическими комплексами – Cu, Ni, PGE, Co, Ti, Fe, но в данной работе акцентируется внимание на особенностях металлогении медно-никелевого

оруденения в Печенгской палеопротерозойской рифтогенной структуре.

В Печенгской структуре наиболее значимым в тектоно-металлогеническом отношении был именно палеопротерозойский континентальный рифтогенез, который проистекал на архейской коре и был выражен в длительном (около 600 млн лет – от 2,5 до 1,8 млрд лет) полистадийном формировании. Ранняя стадия (2,5–2,3 млрд лет) рифтогенеза отвечала формированию глубинных разломов, подъему мантийного диапира и внедрению в верхнюю кору дифференцированных интрузий, несущих Cu-Ni и платинометалльное оруденение. Дальнейший рифтогенез (2,3–2,0 млрд лет) был унаследован образованием интракратонного бассейна, выполненного эпикратонными осадками и внутривитными базальтами. Завершающая стадия (2,0–1,85 млрд лет) происходила при повторной мантийной активизации и выразилась частью в перестройке тектонического плана рифтогенеза, что приводило

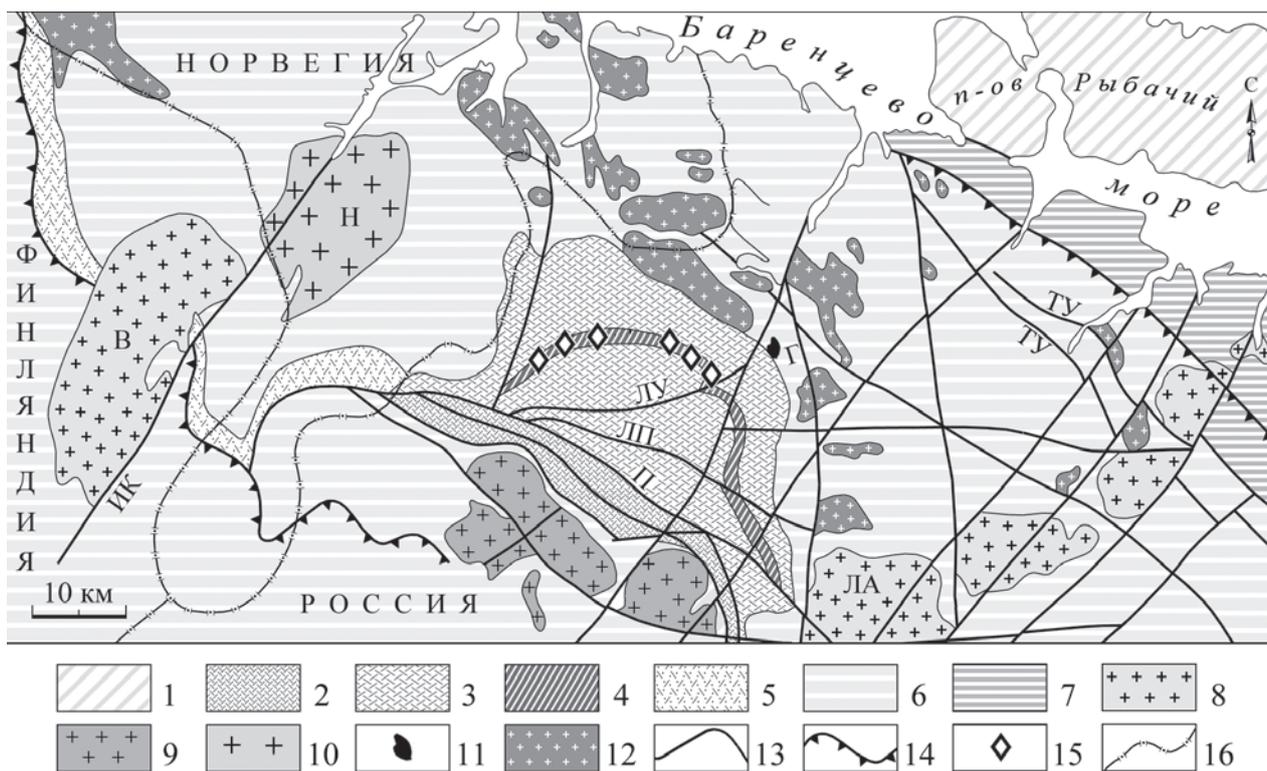


Рис. 1. Схема геологического строения Печенгского рудного района [по Шаров и др., 1997 с дополнениями]:

1 – рифейские отложения. Раннепротерозойский рифтогенный комплекс: 2 – метавулканыты и метаосадочные породы Южной зоны Печенгской структуры, 3 – метавулканыты и метаосадочные породы Северной зоны, 4 – продуктивная осадочно-вулканогенная толща, 5 – метавулканыты и метаосадки зоны Пасвик-Полмак. Архейский комплекс: 6 – гнейсы, амфиболиты и гнейсо-граниты кольской серии, 7 – гранито-гнейсы Мурманского блока. Раннепротерозойские гранитоиды: 8 – анорогенные граниты Лицко-Арагубского (ЛА) и Вайноспаа (В) комплексов, 9 – реоморфические граниты. 10 – граниты комплекса Найден (Н) (2450 млн лет). 11 – мафит-ультрамафитовая расслоенная интрузия г. Генеральская (Г). 12 – архейские гранитоиды (2700–2650 млн лет). 13 – разломы: П – Порьиташский и Пороярвинская зона смятия, ЛП – Лучломпольский, ЛУ – Луоттинский, ИК – Инари-Киркенесский, ТУ – Титовско-Урагубский. 14 – надвиг. 15 – главные медно-никелевые месторождения Западной и Восточной групп. 16 – государственные границы



Рис. 2. Космоснимок Печенгской структуры (Landsat-TM)

к формированию зон взаимного пересечения рифтовых структур, создававших Печенгский рудный узел с крупными концентрациями меди и никеля с платиноидами.

Главные особенности геологического строения Печенгской структуры

Наиболее ранние представления о рифтогенной природе Печенгской структуры были предложены Е. Е. Милановским [1976], который сравнивал эту палеопротерозойскую структуру с молодыми эпиплатформенными рифтами щелевого типа, но, в отличие от них, с внутренней складчатостью, обусловленной сменой режимов растяжения и сжатия. Геохимические особенности вулканитов осадочно-вулканогенных толщ Печенги (мощностью более 10 км) показали принадлежность ее разных структурных горизонтов к континентальному и океаническому этапам рифтогенного развития [Melezhik, Sturt, 1994]. Начало развития структуры прослеживается от около 2450 млн лет назад – времени внедрения мафит-ультрамафитовой расслоенной интрузии – габбро-норитовый массив горы Генеральской на северо-восточной границе Печенгской структуры. U-Pb изохронный возраст становления интрузии по циркону от 2496 ± 10 до 2447 ± 10 млн лет [Bayanova, Mitrofanov, 1999]. Дальнейшее развитие структуры выражено в формировании ранней осадочно-базальтовой ассоциации

континентального этапа рифтогенеза с возрастом 2340–2130 млн лет, затем океанического этапа 2100–1990 млн лет, с которым связано отложение сланцево-базальтовой толщи и внедрение никеленосных габбро-верлитовых интрузий с возрастом 1940 млн лет. В период тектогенеза 1900–1850 млн лет назад Печенгская структура испытала коллизию, метаморфизм породных ассоциаций и складчатость, особенно четко проявленную в Пороярвинской зоне смятия. Эта зона размещена к юго-западу от Порыташского глубинного разлома, который разделяет Печенгскую структуру (рис. 1) на два блока, Северный и Южный, различающихся глубинным строением и геодинамическим развитием [Смолякин и др., 1996; Минц, Турченко, 1999]. Главные особенности строения рифтогенной Печенгской структуры видны на космоснимке (рис. 2) и его интерпретации по дешифровке (рис. 3). Окончание развития структуры отмечено временем внедрения постколлизионных гранитоидов Вайноспаа на северо-западе от граничного разлома (на территории Финляндии) и Лицко-Арагубского гранитоидного комплекса с возрастом 1815–1720 млн лет и одноименной системы разломов.

В пределах Лицко-Арагубского комплекса и зоны разломов фиксируется резкий северо-восточный изгиб структурного направления пород архейского гранито-гнейсового комплекса, который имеет общее северо-западное простирание, и в этой части образована

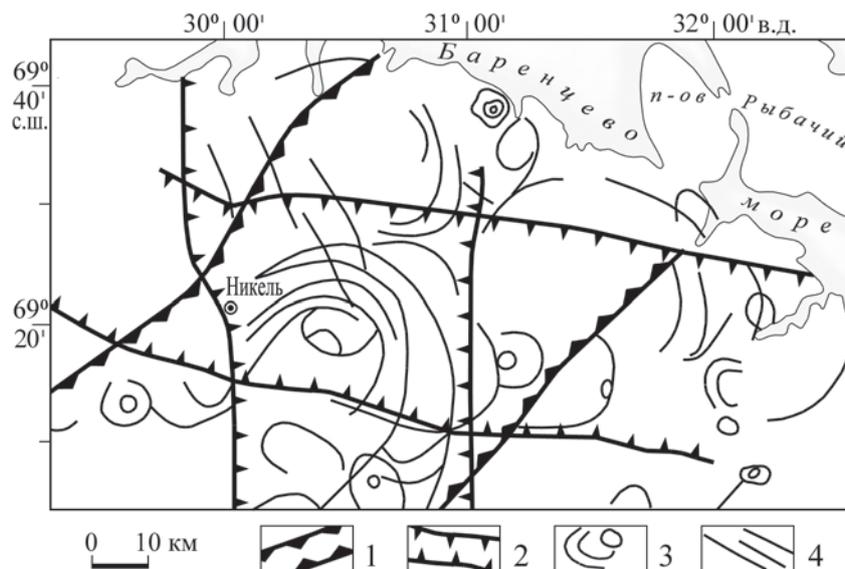


Рис. 3. Космоструктурная схема Печенгской рифтогенной структуры по дешифровке космоснимка:

1 – границы бортов Печенгской структуры, 2 – границы зон глубинных разломов Печенгского палеорифта, 3 – кольцевые и полукольцевые структуры, 4 – локальные внутририфтовые разломы

поперечная синформа с субмеридиональным направлением оси. Эта структура осложнена дисгармоничными мелкими складками, зонами расланцевания и бластомилонитизации. Гранитоидные массивы не несут следов пластических деформаций и лишь наследуют общее направление синформы. По геофизическим данным рассматриваемая зона разломов выделяется как система сдвигов верхних слоев земной коры, которой соответствует зона коробления поверхности Мохо [Савицкий и др., 1995]. Корреляция геологических, геофизических и металлогенических данных по сопредельным территориям России (Норвегии и Финляндии) показывает, что Печенгский горно-промышленный район расположен в обособленном блоке в пределах архейского корового сегмента. На северо-северо-востоке этот район ограничен Титовско-Урагубской зоной разломов. На юго-западе разрывные нарушения Пороярвинской зоны разломов отделяют Печенгскую структуру от архейских гнейсов, вмещающих гарцбургитовые интрузии с медно-никелевым оруденением (месторождения Аллареченское и Восток). Обе зоны разломов имеют генеральное северо-западное простирание. Поперечные к ним региональные разрывные структуры ограничивают Печенгский район с северо-запада и юго-востока. На северо-западе это Инари-Киркенесская зона, к которой приурочены интрузии гранитоидов Вайноспаа (с U-Pb возрастом 1800 млн лет) и Найден (2450 млн лет), а на юго-востоке – Лицко-Арагубская зона разломов, маркированная гранитоидными интрузиями одноименного комплекса с возрастом

около 1800 млн лет. Такие возрастные соотношения и структурная приуроченность гранитоидов могут свидетельствовать о палеопротерозойском возрасте этих зон разломов, предопределивших заложение границ района и субмеридиональное направление ранней рифтовой структуры.

Кроме того, раннее субмеридиональное положение рифтовой структуры Печенгского блока подчеркивается также подобным же простиранием расслоенной габбро-норитовой интрузии горы Генеральской с возрастом $2496 \pm 10 - 2447 \pm 10$ млн лет, роя даек габбро и габбро-диабазов также субмеридионального простирания [Щеглов и др., 1993]. Непосредственно сама Печенгская структура расчленена на тектонические блоки поперечными по отношению к этому субмеридиональному рифту локальными разломами (Порыташский, Луоттинский, Лучломпольский), которые входят в систему более поздних глубинных разломов, заложивших вновь возрожденный рифт северо-западного направления в период 2,0–1,85 млрд лет.

Таким, считавшимся ранее продольным, а по нашему мнению – поперечным к раннему рифту и наиболее заметно проявленным, является Порыташский разлом, которым Печенгская структура разделена на Северную и Южную зоны. Эти зоны имеют различный характер складчатых структур: моноклинально-брахиформный в первой и изоклинально-складчатый в последней. Другим важным различием является то, что именно в Северной зоне развита продуктивная осадочно-вулканогенная толща с никеленосными габбро-верлитовыми

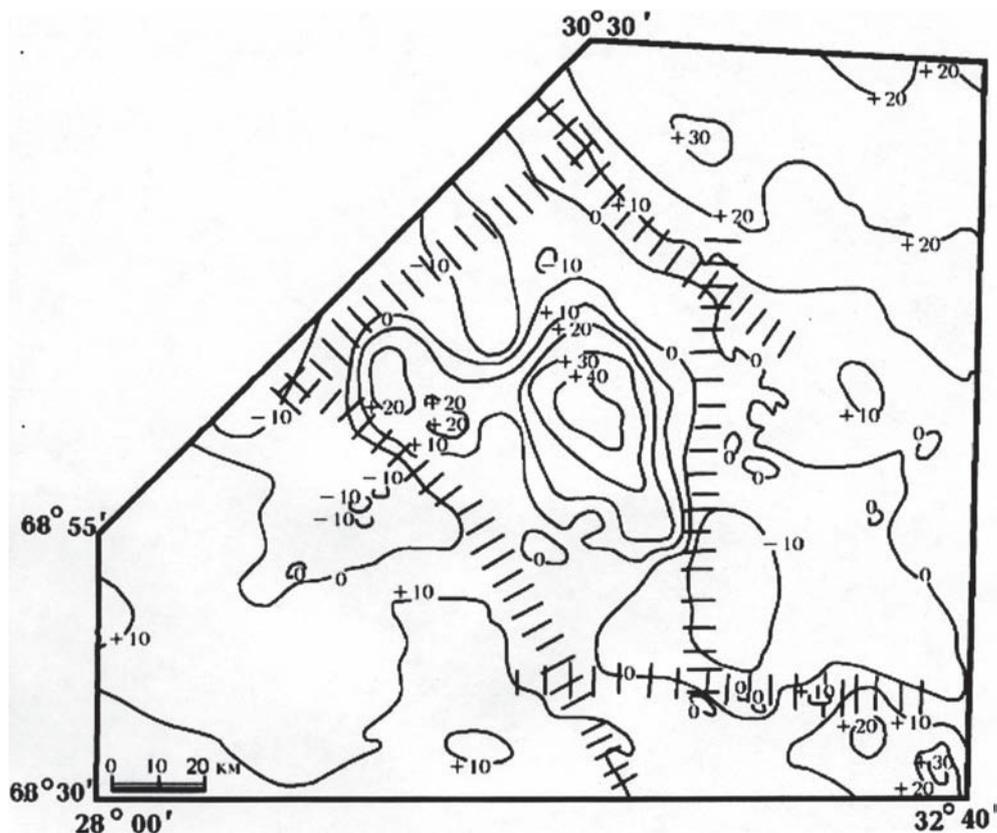


Рис. 4. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге (в мГал) Печенгского рудного района [по Шаров и др., 1997]. Штриховкой показаны зоны глубинных разломов по гравиметрическим данным

интрузиями, вмещающими сульфидные медно-никелевые месторождения. Кроме того, Южная зона отличается по возрасту и составу вулканогенных пород [Смолькин и др., 1996]. По изохронным Rb-Sr и Sm-Nd определениям [Балашов и др., 1993; Балашов, 1996] установлено, что вулканогенные породы Северной зоны формировались в интервале 2320–1980 млн лет. Для вулканитов, подстилающих продуктивную толщу, получены значения 2324 ± 28 и 2214 ± 52 млн лет; для вулканитов продуктивной толщи – 2114 ± 52 млн лет и перекрывающих вулканитов – 1980 ± 34 млн лет; никеленосные интрузии имеют возраст 1995–1980 млн лет. Метаандезиты и метаосадочные породы Южной зоны по этим же данным имеют U-Pb возраст 1865–1855 млн лет.

Главные тектонические элементы Печенгского рудного района находят четкое отражение в региональном гравитационном поле (рис. 4). Непосредственно Печенгской структуре соответствует почти изометричная положительная гравитационная аномалия. Она охватывает оба крыла Печенгской структуры. Симметрично по отношению к ней располагаются две отрицательные аномалии, которые совпадают пространственно с Лицким и Вайноспаа гранитоидными массивами. По

геофизическим данным [Шаров и др., 1997] эта зона также выделяется как область сдвигов верхних (до 15 км) слоев земной коры, которой соответствует углубление поверхности Мохо, что также особенно ярко проявлено в районе массива Вайноспаа. Соответственно области проявления положительной гравитационной аномалии отвечает зона максимального поднятия поверхности Мохо. Под этой же зоной находится относительно мощный (2–7 км) переходный слой (корово-мантийная смесь), имеющий линзовидную форму [Шаров и др., 1997]. Сейсмические данные [Шаров и др., 1997] подтверждают, что на глубинах около 10 км происходит выполаживание продольных разломов и зон расланцевания Печенгской структуры и соответственно Порьяташский, Луоттинский и Лучломпольский разломы соединяются вместе, образуя единую мощную систему надвигового характера с падением общей поверхности в юго-западном направлении.

Размещение сульфидных медно-никелевых месторождений в Печенгском рудном поле контролируется совокупностью магматических, литолого-стратиграфических и структурных факторов. Главная масса медно-никелевых руд размещается в верлитах и перидотитах, часто нацело серпентинизированных

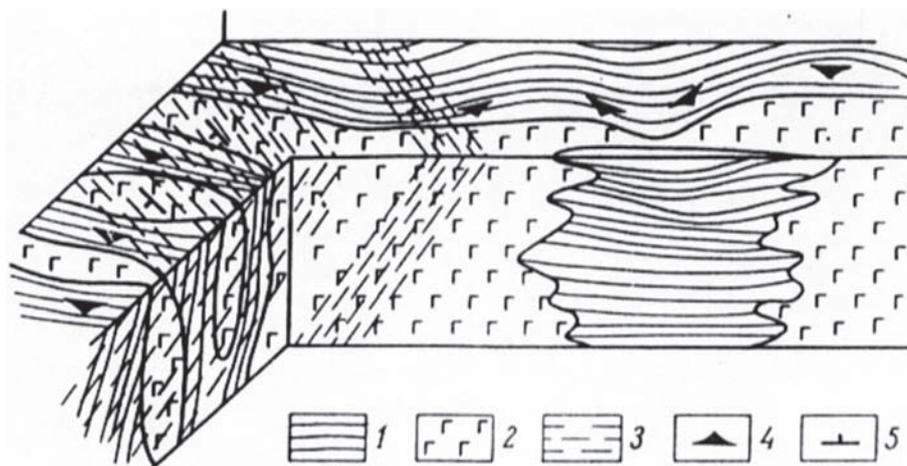


Рис. 5. Характер соотношения никеленосных ультрабазитов с туфогенно-осадочными сульфидно-углеродистыми сланцами и наложенной сланцеватостью, синхронной с метаморфическими преобразованиями. Зарисовка участка карьера РОР «Котсельваара», Печенга:

1 – туфогенно-осадочные сульфидно-углеродистые сланцы, 2 – тела ультрабазитов, 3 – зоны наложенного рассланцевания с метаморфогенными вкрапленными Cu-Ni рудами, 4 – залегание слоистости, 5 – залегание сланцеватости

и рассматриваемых в качестве сингенетических рудных залежей. Оруденение также приурочено к зонам рассланцевания в продуктивной толще в виде богатых жильных эпигенетических руд.

Локализация никеленосных массивов в продуктивной толще (пильгуйярвинская свита) контролируется складчатыми структурами: так, все значительные интрузии и связанные с ними месторождения приурочены к крупным поперечным синклинальным складкам. Рудоносные интрузии повторяют очертания крупных складок и погружаются к юго-востоку, югу или юго-западу в зависимости от их расположения в пределах дугообразной структуры выхода продуктивной толщи в Печенгском рудном поле. Падение интрузивов под углом 30–60° согласно общему падению продуктивной толщи. Размеры рудоносных интрузий колеблются в широких пределах от 100 до 600 м по простиранию, до 500–1000 м по падению, при мощности 10–50 м.

Размещение рудоносных массивов, кроме того, контролируется межпластовыми тектоническими зонами, проходящими по нижнему контакту массивов с вмещающими сланцами продуктивной толщи или вблизи него. При этом продольные тектонические зоны на участках их прохождения по контакту или внутри рудоносных массивов являются одновременно и главными рудовмещающими структурами для богатых эпигенетических руд.

Пространственное распределение рудоносных интрузивов в продуктивной толще неравномерное. Около трех четвертей их общего количества сосредоточены в центральной части рудного узла, севернее Луоттинского разлома. Здесь же находятся и все известные

промышленные медно-никелевые месторождения. Они группируются в трех рудных полях. В западной части рудного узла месторождения образуют линейно вытянутое Западное рудное поле, расположенное в верхах продуктивной осадочно-вулканогенной толщи. В центральной части рудного узла месторождения размещены на трех уровнях продуктивной толщи, вероятно, фиксируя трехуровневый характер распределения межпластовых рудоконтролирующих тектонических зон с богатыми эпигенетическими рудами. Месторождения, образующие Восточное рудное поле, залегают в нижних частях осадочно-вулканогенной толщи. Сверхглубокая скважина СГЗ вскрыла в продуктивной толще ранее неизвестные рудоносные серпентиниты и приуроченные к ним медно-никелевые руды (месторождение «Спутник»). По текстурно-структурным признакам, составу и генезису они аналогичны рудам в месторождениях, выходящих на поверхность [Глаголев и др., 1987]. Это доказывает выдержанность сульфидного медно-никелевого оруденения по падению продуктивной толщи и предполагает исходно-горизонтальное залегание никеленосных интрузий, их пластовый характер и последующие деформации в обстановке чешуйчатых перемещений тектонических блоков, благоприятствующих формированию межпластовых тектонических зон, контролирующих богатые эпигенетические руды (рис. 5, 6).

Сульфидное Cu-Ni оруденение

В Печенгском рудном поле выделяются два рудных узла: Западный (Каульский)

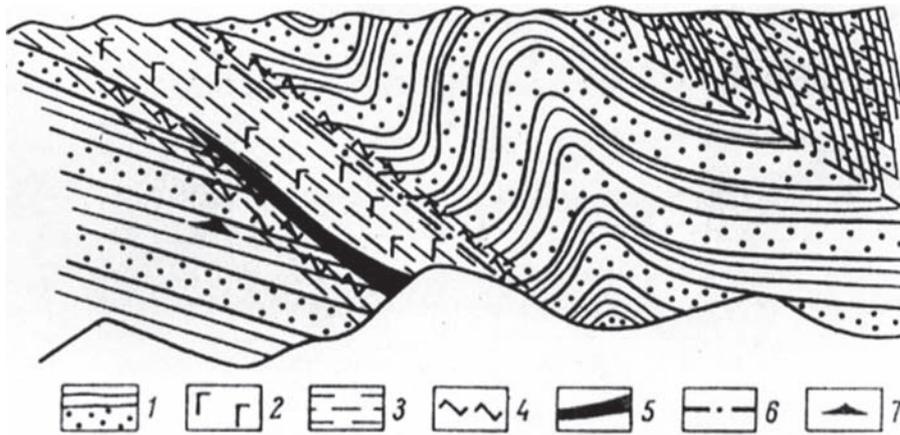


Рис. 6. Характер размещения жильных и брекчиевых метаморфогенных Cu-Ni руд в зонах наложенного рассланцевания и метаморфического изменения ультрабазитов и вмещающих сульфидно-углеродистых туфо-осадочных пород. Зарисовка стенки карьера рудника Пильгуярви, Печенга:

1 – туфо-генно-осадочная сульфидно-углеродистая толща, 2 – ультрабазиты, 3 – зоны наложенного рассланцевания и метаморфического преобразования, 4 – брекчиевые руды в зонах рассланцевания, 5 – жильные руды, 6 – разрывные нарушения, 7 – залегание слоистости

и Восточный (Пильгуярвинский). В их пределах сосредоточены все промышленные месторождения рудного поля и по своим масштабам (с учетом ранее отработанных первоначальных запасов) подразделяются на гигантские (более 7 млн т суммы Ni+Cu), крупные (от 250 тыс. т до 1 млн т), средние и небольшие (200–250 тыс. т). Уникальным является Пильгуярвинское месторождение, большая часть остальных относится к крупным. Месторождения Западного рудного узла с богатыми рудами к настоящему времени практически выработаны. Активно разрабатываются в настоящее время два месторождения Восточного рудного узла: Пильгуярвинское, сложенное на 97 % вкрапленными рудами, и Заполярное, представленное богатыми (брекчиевидными и сплошными) рудами.

Рудные тела преимущественно располагаются вблизи подошвы интрузий-дифференцированных серпентинизированных габбро-верлитов. Рудные тела обычно имеют тектонические контакты с подстилающими туфо-генно-осадочными породами и варьирующими размерами (от 0,2–1,0 до 100 м по мощности и от 5–10 до 1500 м по простиранию).

В генетическом отношении руды Печенгских месторождений рассматривались как типичные магматогенные, связанные с ликвационными процессами [Горбунов, 1968], в то время как Н. А. Елисеев с соавт. [1961] рассматривали большую часть руд как явно эпигенетические, имеющие гидротермальное постмагматическое происхождение. Позднее было установлено, что эти руды (брекчиевые, частью вкрапленные и жильные) имеют

метаморфогенно-гидротермальную природу [Турченко, 1978; Зак и др., 1982; Белевцев и др., 1985]. Такая сложная полигенная природа крупного, практически гигантского медно-никелевого месторождения подтверждается данными изотопного состава серы, которая для магматогенных руд имеет ювенильную природу источника (δS^{34} от $-1,0$ до $+2,5$ ‰ [по Abzalov, Both, 1997] или от -3 до $+6$ ‰ [по Melezhik et al., 1994]), а в эпигенетических рудах ранжируется от -4 до $+8$ ‰ и более (до $+12,7$ ‰ в жильных сульфидах и $+26$ ‰ в сульфидах из

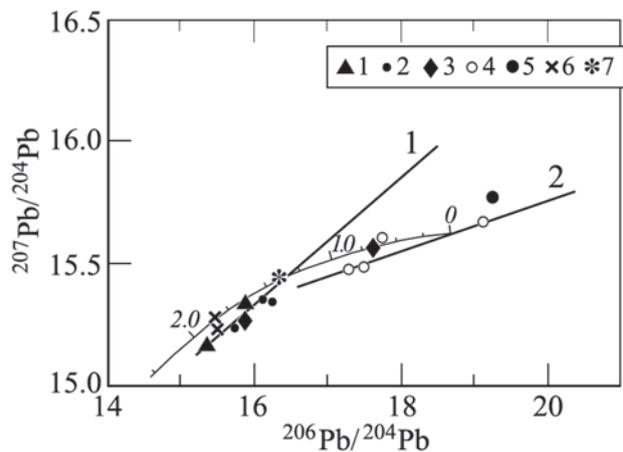


Рис. 7. Изотопный состав Pb руд месторождений Печенги:

1 – массивные руды донной части интрузий, 2 – массивные и брекчиевые руды зон рассланцевания, 3 – руды вкрапленные интрузий поздней фазы, 4 – эпигенетические вкрапленные руды, 5 – руды в метасоматитах, 6 – сульфиды из серпентинитов, 7 – сульфидно-кварцевые жилы. Кривая Стейси-Краммера – цифры в млрд лет. Изохроны рассчитаны: 1 – по анализам 1–3, 5–10, 14; 2 – по анализам 11–13 (см. табл.)

Изотопный состав свинца сульфидов различных типов медно-никелевых руд Печенгских месторождений [по Абзалов и др., 1991]

№ п. п.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Месторождение
Массивные руды в донной части интрузивных тел				
1	15.437	15.163	34.995	Киерджибор
2	15.948	15.315	34.421	Киерджибор
Массивные и брекчиевые руды в зонах тектонических нарушений				
3	15.813	15.229	34.986	Котсельваара
4	17.293	15.454	35.248	Котсельваара
5	16.302	15.335	35.625	Котсельваара
6	16.916	15.339	34.298	Пильгуярви
Богатые вкрапленные руды и брекчиевидные в интрузивах поздней фазы				
7	17.727	15.541	37.217	Северное
8	15.898	15.248	35.295	Северное
Серпентиновые жилы с сульфидами				
9	15.571	15.231	35.201	Пильгуярви
10	15.572	15.253	35.263	Пильгуярви
Эпигенетическая (метасоматическая) вкрапленность в серпентинизированных, оталькованных и карбонатизированных ультрамафитах				
11	17.352	15.456	36.228	Киерджибор
12	19.230	15.456	36.692	Соукер
13	17.577	15.473	37.047	Киерджибор
Сульфидная минерализация околорудных ореолов (№ 14)				
14	16.428	15.420	35.715	Киерджибор

Примечание. Изотопные анализы выполнены в ИГГД РАН Б. М. Гороховским.

черных сланцев [по Abzalov, Both, 1997]), что позволяет сделать вывод о контаминации руд коровой серой и ее привносе при процессах метаморфогенно-гидротермального эпигенетического рудообразования. Эта же полигенная и полихронная природа руд Печенгских Cu-Ni месторождений была подтверждена исследованиями изотопного состава свинца сульфидов из них [Абзалов и др., 1991]. Распределение точек изотопного состава свинца на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 7; табл. 1), отражающей эти исследования, характеризуется двумя линейными трендами, один из которых составляют массивные и брекчиевые руды, тогда как другой образован метаморфогенно-метасоматической сульфидной вкрапленностью.

Две линейно-упорядоченные системы точек на диаграмме (рис. 7) отражают дискретный характер формирования руд, включающий не менее двух самостоятельных этапов рудогенеза, каждому из которых соответствует своя изохрона. Изохрона 1 представляет собой так называемую «палеоизохрону», развитие которой было заторможено в определенный момент в прошлом, и она отвечает началу времени внедрения габбро-верлитов и образованию ранних магматогенных руд около 1,95–2,0 млрд лет. Изохрона 2 фиксирует новый этап медно-никелевого рудогенеза, выраженный в развитии

метасоматической сульфидной вкрапленности в рудоносных ультрабазитах, метаморфогенно-гидротермальных руд и рудных жил. В результате формирования этой генерации сульфидных руд возникла новая совокупность U-Pb подсистем, давшая начало второй изохроне. Интерпретируя эти приведенные данные по изотопному составу свинца в сульфидных Cu-Ni рудах Печенги, можно сделать вывод о двух главных геохронологических событиях формирования медно-никелевого оруденения. Первое из них с возрастом около 1,95 млрд лет связано с внедрением никеленосных габбро-верлитов и формированием магматогенных сульфидных руд, контаминированных коровым веществом. Второе событие связано с активизацией U-Pb системы на рубеже около 1,825 млрд лет, вследствие чего развитие ранней U-Pb системы и отражающей ее изохроны 1 было остановлено зарождением новой U-Pb подсистемы, выраженной изохроной 2 и формированием поздних руд метаморфогенно-метасоматического и гидротермального генезиса с возрастом от 1,825 млрд лет и моложе, вплоть до 1100–800 млн лет, отвечающих возрасту регионального метаморфизма и активизации Печенгского рудного района [Герлинг и др., 1976; Турченко, 1978; Пушкарев и др., 1985].

Эволюция медно-никелевых руд Печенги происходила в условиях медленного

охлаждения, причем при падении температуры ниже 610 °С из первоначального моносльфидного твердого раствора выделялись гексагональный пирротин, пентландит в виде мелких зерен и халькопирит, что привело к формированию медно-никелевых вкрапленных руд Печенги. В оруденелых тектонических зонах в гипербазитах, превращенных в тальк-карбонатные сланцы, с которыми связаны богатые жильные медно-никелевые руды Печенги, на ранней стадии при температурах 325–360 °С образовывался гексагональный пирротин, а позднее, по мере снижения температуры и возрастания активности серы, окислительного потенциала и щелочности, отлагались моноклинный пирротин, пентландит и халькопирит. Температура образования моноклинного пирротина из гидротермальных растворов равная 270–325 °С была установлена еще в прошлом веке. По данным детальных исследований, происхождение гидротермальных растворов является метаморфическим, источником никеля служат никельсодержащие силикаты ультраосновных интрузий, подвергшиеся метаморфическим преобразованиям, а сера мобилизуется из вмещающих сульфидно-графитовых сланцев по схеме $FeS_2 \rightarrow FeS + S$. Детальные исследования [Турченко, 1986] показали поэтапный характер метаморфических преобразований ультрабазитов, в котором ранний этап распознается по реликтам амфиболизированных пироксенов, деанортизированных плагиоклазов и сохранившемуся сфену в составе ультрабазитов, превращенных в массивные серпентиниты. Во вмещающих осадочно-вулканогенных породах (черных сульфидно-графитовых сланцах) одновременно с серпентинизацией ультрабазитов происходит хлоритизация вулканогенного туфогенного материала, графитизация углеродистого битуминозного вещества и пиритизация первичных диагенетических сульфидов. В ультраосновные породы происходит значительный привнос термальных вод из метаморфизируемых туфогенно-осадочных пород. Расчеты показывают, что из 1 км³ туфогенно-осадочных пород с содержанием 50–90 % хлоритов (как в сланцах Печенги) может выделиться $4 \times 10^7 - 7 \times 10^7$ м³ воды [Белевцев и др., 1986]. При этом переотложение Си, Fe в растворах, несущих галогены и серу в виде сульфидов, происходит уже при температуре 300 °С. Минеральные ассоциации первого этапа метаморфизма отвечают P-T условиям пренит-пумпеллиитовой фации, развивающейся в узком интервале температур от 350 °С до начала зеленосланцевой фации в 400 °С, которая знаменуется образованием актинолита

в гипербазитах. Метаморфические преобразования этого этапа происходили в условиях высокого окислительного потенциала, что приводило к формированию магнетита в серпентинизируемых гипербазитах и ассоциации пиррита и магнетита в графитизированных туфогенно-осадочных породах. На поздней стадии метаморфизма с однородным тепловым полем при переходе к зеленосланцевой фации режим сменился на более восстановительный, и тогда в ультрабазитах одновременно с актинолитизацией и хлоритизацией возникло бедное раннее вкрапленное сульфидное оруденение, состоящее из пирита, магнетита и никельсодержащего пирротина.

Второй этап метаморфизма пород печенгской серии характеризовался складчатым зональным метаморфизмом эпидот-амфиболитовой и высокотемпературной зеленосланцевой фациями в температурном интервале 450–580 °С, сопровождающимся рассланцеванием вмещающих пород и серпентинизированных ультрабазитов. Возникновение кристаллизационной сланцеватости сопровождалось новообразованием серицита и хлорита, иногда альмандинового граната, дальнейшей перекристаллизацией и переотложением графита и сульфидов по плоскостям сланцеватости. При этих преобразованиях пирит замещается пирротином, и здесь же выделяются и новообразуются пирротин и халькопирит, как следствие реакции соединения выделяющейся серы (по реакции $FeS_2 \rightarrow FeS + S$) и мобилизуемой из туфогенных черносланцевых пород меди. Совместно с метаморфическими преобразованиями вмещающих пород происходят метаморфические изменения и в ультрабазитах. Эти изменения выражаются в образовании талька и карбонатов, сфена второй генерации по серпентину, куммингтонита, перекристаллизации хлорита в биотит и в возникновении обильной вкрапленности сульфидов – никелистого пирротина, халькопирита и пентландита. Все эти минералы, включая сульфиды, ориентированы по сланцеватости, развивающейся в телах гипербазитов. Метаморфически гипербазиты изменяются в тектонических зонах, где интенсивно проявлено рассланцевание, сопровождающееся резко выраженными обменными реакциями между веществом гипербазитов и окружающих пород. Именно в этих зонах происходят главнейшие метаморфические преобразования минералов и сопутствующие им: обильный вынос воды из вмещающих пород, привнос ее в гипербазиты, перераспределение петрогенных элементов, мобилизация серы и рудогенных элементов – меди и никеля из

вмещающих пород и гипербазитов. В процессе метаморфизма гипербазитов из силикатов (никельсодержащего серпентина) максимально высвобождается никель (при превращении серпентина в тальк и карбонат), который не входит ни в один из новообразованных силикатов, а соединяется с мобилизуемыми серой и медью. Из-за низкой миграционной способности никель не выносится далеко за пределы преобразованных серпентинитовых тел, а вместе с переотложенными ранними сульфидными образует густо вкрапленные и прожилково-вкрапленные богатые руды в Печенгских месторождениях.

Наиболее поздними являются богатые жильные сульфидные медно-никелевые руды в зонах тектонических брекчий в контактах гипербазитов и вмещающих пород. Сплошные сульфидные руды в этих зонах содержат обломки оруденелых вмещающих пород и измененных метаморфическими процессами первого и второго этапов оруденелых ультрабазитов. Сульфидные руды этого типа в контактовых частях состоят из халькопирита и пирротина с мелкими зернами пентландита, а центральные части сложены богатыми халькопирит-пентландитовыми рудами с моноклинным пирротинном. Сульфиды находятся в тесной ассоциации с жильными минералами – кварцем, кальцитом, доломитом и хлоритом. Подвижки вдоль тектонических зон, в том числе оруденелых, происходили и в более позднее время, что приводило к образованию полосчатых текстур сплошных руд, которые характеризуются новообразованным пирритом в ассоциации с моноклинным (низкотемпературным) пирротинном, халькопиритом и пентландитом. Одновременно образовывалась сеть тонких кварц-хлорит-карбонатных жил, пирротин замещался магнетитом в результате возрастания окислительных свойств среды рудоотложения, а сульфиды перекристаллизовывались и переотлагались по плоскостям вновь образованного кливажа, иногда вместе с новообразованным галенитом. В жильных рудах сульфидные медно-никелевые руды отлагались из гидротермальных растворов в интервале температур 230–360 °С, причем сначала при температуре 325–360 °С формировались руды с гексагональным пирротинном, а затем при температуре ниже 304 °С – моноклинный пирротин с пентландитом и халькопиритом, что и определило образование богатых жильных руд месторождений Печенги. Изотопные данные также подтвердили историю формирования медно-никелевых руд Печенги с существенным участием процессов метаморфической регенерации медно-никелевых руд и наращивания

рудных тел в зонах тектонических нарушений, что и привело к формированию гигантских по запасам Cu-Ni месторождений Печенгского рудного поля.

Итак, главные факторы генезиса Cu-Ni руд Печенгского рудного поля:

1. Руды связаны с дифференцированными габбро-верлитовыми интрузиями возраста 1940 млн лет. Они, вероятно, были сформированы из той же магмы, что и потоки ферропикритовых лав в толще толеитовых базальтов и туфогенно-осадочных пород, вмещающих рудоносные интрузии.
2. Рудоносные интрузии развиты в туфогенно-осадочных породах пильгуярвинской свиты, которая богаче сингенетичными сульфидными, по сравнению с другими осадочными толщами, и была источником серы при метаморфогенно-гидротермальных процессах зеленосланцевой фации метаморфизма.
3. Активное взаимодействие с метаморфизируемыми никельсодержащими габбро-верлитами приводило к мобилизации рудогенных элементов и формированию богатых Cu-Ni руд в месторождениях Печенги.
4. Данные по изотопному составу серы и свинца свидетельствуют о метаморфогенной контаминации рудоносных интрузий и сложном полигенно-полихронном генезисе медно-никелевых руд Печенгского рудного поля.

Литература

- Абзалов М. З., Турченко С. И., Гороховский Б. М.* Изотопный состав Pb сульфидов как индикатор полистадийного формирования Печенгских месторождений // Докл. АН СССР, 1991. Т. 320, № 5. С. 582–588.
- Балашов Ю. А.* Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. 1996. Т. 1, № 4. С. 3–25.
- Балашов Ю. А., Федотов Ж. А., Скуфьин П. К.* Rb-Sr датирование нижней вулканической толщи печенгского комплекса (Кольский полуостров). Геохимия. 1993. № 12. С. 1769–1774.
- Белевцев Я. Н., Буряк В. А., Кулиш Е. А. и др.* Геологические основы метаморфогенного рудообразования. Киев: Наукова думка, 1985. 200 с.
- Белевцев Я. Н., Блох А. М., Буряк В. А. и др.* Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных месторождений в докембрии. Киев: Наукова думка, 1986. 225 с.
- Герлинг Э. К., Маслеников В. А., Турченко С. И. и др.* Новые данные о геохронологии сульфидного оруденения Печенги // В кн.: Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1976. С. 217–224.

Глаголев А. А., Русинов В. Л., Плюснина Л. П., Тронева В. А. Минеральные ассоциации и метаморфизм базитов печенгской серии (северо-запад Кольского полуострова) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1987. № 1. С. 29–45.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.

Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Л.: Наука, 1961. 360 с.

Зак С. И., Макаров В. Н., Кочнев-Первухов и др. Геология, магматизм и оруденение Печенгского рудного поля. Л.: Недра, 1982. 112 с.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 215 с.

Минц М. В., Турченко С. И. Эволюционные ряды палеогеодинамических обстановок при формировании рудоносных структур Кольско-Карельской области // В кн.: Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М., 1999. С. 171–198.

Пушкарев Ю. Д., Кравченко М. П., Кравченко Э. В. и др. Геохимия изотопов свинца и серы в связи с проблемой генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения // В кн.: Новые данные по месторождениям никеля Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН, 1985. С. 72–88.

Савицкий А. В., Громов Ю. А., Мельников Е. В., Шариков П. И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. № 5. С. 403–416.

Смолякин В. Ф., Скуфьин П. К., Митрофанов Ф. П., Мокроусов В. А. Стратиграфия и вулканизм раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. № 1. С. 82–100.

Турченко С. И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 120 с.

Турченко С. И. Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных медно-никелевых месторождений // Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных месторождений. Киев: Наукова думка, 1986. С. 124–137.

Шаров Н. В., Виноградов А. Н., Галдин Н. Е. и др. Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.

Щеглов А. Д., Москалева В. Н., Марковский Б. А. и др. Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.

Abzalov M. Z., Both R. A. The Pechenga Ni-Cu deposits, Russia: data on PGE and Au distribution and sulphur isotope composition // Mineralogy and Petrology. 1997. Vol. 61. P. 119–143.

Baynova T. B., Mitrofanov F. P. Duration and timing of ore-bearing paleoproterozoic intrusions of the Kola Province // Abstr. Intern. Conf. "Early Precambrian: Genesis and evolution of continental crust". Moscow, 1999. P. 10–12.

Melezhik V. A., Sturt B. A. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga-Ust Ponoy greenstone belt in the northeastern Baltic Shield // Earth Sciences Reviews. 1994. Vol. 36. P. 205–241.

Melezhik V. A., Hudson-Edwards K. A., Skuf'in P. K., Nilsson L.-P. The Pechenga area, Russia. Part 1: General geology, stratigraphy, lithology, and REE geochemistry and comparison with Pasvik, Norway // Trans. Inst. Mining Metall., Section B: Applied Earth Sciences. 1994. P. 34–58.

Поступила в редакцию 11.03.2015

References

Abzalov M. Z., Turchenko S. I., Gorokhovskii B. M. Izotopnyi sostav Pb sul'fidov kak indikator polistadiinogo formirovaniya Pechengskikh mestorozhdenii [Pb-isotopic composition of sulfides as an indicator of polyphasic formation of the Pechenga deposits]. Dokl. AN SSSR [Proc. USSR Acad. Sci.], 1991. Vol. 320, no. 5. P. 582–588.

Balashov Yu. A. Geokhronologiya ranneproterozois-kikh porod Pechengsko-Varzugskoi struktury Kol'skogo poluostrova [Geochronology of the Early Paleoproterozoic rocks of the Pechenga-Varzuga structure, Kola Peninsula]. Petrologiya [Petrology]. 1996. Vol. 1, no. 4. P. 3–25.

Balashov Yu. A., Fedotov Zh. A., Skuf'in P. K. Rb-Sr datirovanie nizhnei vulkanicheskoi tolshchi pechengskogo kompleksa (Kol'skii poluostrov) [Rb-Sr dating of low-grade metamorphic rocks of the Pechenga complex (Kola Peninsula)]. Geokhimiya [Geochemistry]. 1993. No. 12. P. 1769–1774.

Belevtsev Ya. N., Buryak V. A., Kulish E. A., Belevtsev R. Ya., Rakovich F. A., Kucher V. N., Fomenko V. Yu., Zhukova A. M., Makarov V. N., Turchenko S. I., Goroshnikov B. I., Domarev V. S. Geologicheskie osnovy

metamorfogennogo rudoobrazovaniya [Geological framework of metamorphogenic ore formation]. Kiev: Naukova dumka, 1985. 200 p.

Belevtsev Ya. N., Blokh A. M., Buryak V. A., Turchenko S. I. et al. Metamorfogennoe rudoobrazovanie v dokembrii. Zakonomernosti razmeshcheniya i poiskovye kriterii metamorfogennykh mestorozhdenii v dokembrii [Metamorphogenic ore formation in the Precambrian. Regularities in the distribution and the search criteria of metamorphogenic deposits in Precambrian]. Kiev: Naukova dumka, 1986. 225 p.

Eliseev N. A., Gorbunov G. I., Eliseev E. N., Maslenikov V. A., Utkin K. N. Ul'traosnovnye i osnovnye intruzii Pechengi [Basic and ultrabasic intrusions of the Pechenga area]. Leningrad: Nauka, 1961. 360 p.

Gerling E. K., Maslenikov V. A., Turchenko S. I. et al. Novye dannye o geokhronologii sul'fidnogo orudneniya Pechengi [New data on the geochronology of sulfide mineralization of the Pechenga area]. Razvitie i primeneniye metodov yadernoi geokhronologii [Development and application of nuclear geochronology methods]. Leningrad: Nauka, 1976. P. 217–224.

Glagolev A. A., Rusinov V. L., Plyusnina L. P., Tro-neva V. A. Mineral'nye assotsiatsii i metamorfizm bazitov pechenskoi serii (severo-zapad Kol'skogo poluostrova) [Mineral associations and metamorphic mafic rocks of the Pechenga series (Northwestern Kola Peninsula)]. *Izv. AN SSSR, ser. geol. [Proc. USSR Acad. Sci., Geol. Ser.]*. 1987. No. 1. P. 29–45.

Gorbunov G. I. Geologiya i genezis sul'fidnykh medno-nikelevykh mestorozhdenii Pechengi [Geology and genesis of Cu-Ni sulfide deposits of the Pechenga area]. Moscow: Nedra, 1968. 352 p.

Milanovskii E. E. Riftovye zony kontinentov [Continental rift zones]. Moscow: Nedra, 1976. 215 p.

Mints M. V., Turchenko S. I. Evolyutsionnye ryady paleogeodinamicheskikh obstanovok pri formirovanii rudonosnykh struktur Kol'sko-Karel'skoi oblasti [Evolutionary rows of the paleogeodynamic settings in the formation of ore bearing structures of the Kola-Karelian region]. Metallogeniya ryadov geodinamicheskikh obstanovok rannego dokembriya [Metallogeny of the rows of the Early Precambrian geodynamic settings]. Moscow: VSEGEI, 1999. P. 171–198.

Pushkarev Yu. D., Kravchenko M. P., Kravchenko E. V., Obukhova L. A., Ryungenen G. I. Geokhimiya izotopov svintsa i sery v svyazi s problemoi genezisa sul'fidnogo medno-nikelevogo orudneniya [Pb-S isotope geochemistry in the genesis of Cu-Ni sulfide mineralization]. Novye dannye po mestorozhdeniyam nikel'ya Kol'skogo poluostrova [New data on the nickel deposits of the Kola Peninsula]. Apatity: KNTs RAN, 1985. P. 72–88.

Savitskii A. V., Gromov Yu. A., Mel'nikov E. V., Sharikov P. I. Uranovoe orudnenie Litsevskogo raiona na Kol'skom poluostrove (Rossiya) [Uranium mineralization of the Litseva region, Kola Peninsula, Russia]. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii [Geology of ore deposits]*. 1995. No. 5. P. 403–416.

Sharov N. V., Vinogradov A. N., Galdin N. E., Gan'shin Yu. V., Gorbatshevich F. F., Zagorodnyi V. G., Zaitsev V. G., Il'chenko V. L., Isanina E. V., Kazanskii V. I., Kal'nin K. A., Karaev N. A., Kozlov N. E., Kuznetsov A. V., Lizinskii M. D., Lobanov K. V., Medvedev R. V., Platonenkova L. N., Pozhilenko V. I., Polyakova V. A., Rispolozhenskii Yu. A., Roslov Yu. V., Smirnov Yu. P., Smitson S., Smol'kin V. F. Seismologicheskaya model' litosfery Severnoi Evropy: Laplandsko-Pechengskii raion [Seismological model of the Northern Europe lithosphere: Lapland-Pechenga region]. Apatity: KNTs RAN, 1997. 226 p.

Shcheglov A. D., Moskaleva V. N., Markovskii B. A., Kolbantsev L. R., Orlova M. P., Smol'kin V. F. Magmatizm

i metallogeniya riftovykh sistem vostochnoi chasti Baltiskogo shchita [Magmatism and metallogeny of riftogenic systems in the Eastern Baltic Shield]. St. Petersburg: Nedra, 1993. 244 p.

Smol'kin V. F., Skuf'in P. K., Mitrofanov F. P., Mokrousov V. A. Stratigrafiya i vulkanizm ranneproterozoiskoi Pechenskoi struktury (Kol'skii poluostrov) [Stratigraphy and volcanism in the Early Proterozoic Pechenga structure (Kola Peninsula)]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya [Stratigraphy. Geological correlation]*. 1996. No. 1. P. 82–100.

Turchenko S. I. Metallogeniya metamorfogennykh sul'fidnykh mestorozhdenii Baltiskogo shchita [Metallogeny of metamorphogenic sulfide deposits of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1978. 120 p.

Turchenko S. I. Zakonomernosti razmeshcheniya i poiskovye kriterii metamorfogennykh medno-nikelevykh mestorozhdenii [Regularities in the distribution and the search criteria of Cu-Ni metamorphogenic deposits]. Zakonomernosti razmeshcheniya i poiskovye kriterii metamorfogennykh mestorozhdenii [Regularities in the distribution and the search criteria of metamorphogenic deposits]. Kiev: Naukova dumka, 1986. P. 124–137.

Zak S. I., Makarov V. N., Kochnev-Pervukhov et al. Geologiya, magmatizm i orudnenie Pechenskogo rudnogo polya [Geology, magmatism and mineralization of the Pechenga ore belt]. Leningrad: Nedra, 1982. 112 p.

Abzalov M. Z., Both R. A. The Pechenga Ni-Cu deposits, Russia: data on PGE and Au distribution and sulphur isotope composition. *Mineralogy and Petrology*. 1997. Vol. 61. P. 119–143.

Baynova T. B., Mitrofanov F. P. Duration and timing of ore-bearing paleoproterozoic intrusions of the Kola Province. Abstr. Intern. Conf. "Early Precambrian: Genesis and evolution of continental crust", Moscow, 1999. P. 10–12.

Melezhik V. A., Sturt B. A. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga-Ust Ponoy greenstone belt in the northeastern Baltic Shield. *Earth Sciences Reviews*. 1994. Vol. 36. P. 205–241.

Melezhik V. A., Hudson-Edwards K. A., Skuf'in P. K., Nilsson L.-P. The Pechenga area, Russia. Part 1: General geology, stratigraphy, lithology, and REE geochemistry and comparison with Pasvik, Norway. *Trans. Inst. Mining Metall., Section B: Applied Earth Sciences*. 1994. P. 34–58.

Received March 11, 2015

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Турченко Станислав Иванович

заведующий лабораторией, член-корр. РАН, д. г.-м. н. Институт геологии и геохронологии докембрия РАН наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034 эл. почта: turchsi@mail.ru тел.: (812) 3284801

CONTRIBUTOR:

Turchenko, Stanislav

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences 2 Makarov emb., 199034 St. Petersburg, Russia e-mail: turchsi@mail.ru tel.: (812) 3284801

УДК 552.3+553.411+553.462 (470.22)

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ХАУТАВААРСКОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

А. В. Дмитриева, Л. В. Кулешевич, А. С. Вихко

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Хаутаваарский санукитоидный массив, расположенный в южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Карелия), дифференцирован от монцогаббро до умереннощелочных гранитов. Обсуждается его строение, приводятся петрографо-петрохимические характеристики всех типов пород. Граносиениты сопровождаются среднетемпературными изменениями, имеют Au-Mo-геохимическую специализацию, к ним приурочено золото-сульфидно-кварцевое жильное и вкрапленное молибденитовое оруденение.

Ключевые слова: Хаутаваарский санукитоидный массив; изменения пород; кварцевые жилы; золото; молибденит.

A. V. Dmitrieva, L. V. Kuleshevich, A. S. Vihko. PETROCHEMICAL CHARACTERISTICS AND ORE SPECIALIZATION OF THE HAUTAVAARA MASSIF, SOUTH KARELIA

The Hautavaara sanukitoid massif, located in the southern Vedlozero-Segozero greenstone belt, Karelia, is differentiated from monzogabbro to moderately alkaline granite. Its structure and the petrographic and petrochemical characteristics of all its rock types are discussed. The granosyenites are subjected to mean temperature variations and display Au-Mo-geochemical specialization. Gold-sulphide-quartz vein mineralization and molybdenite mineralization are confined to them.

Keywords: Hautavaara sanukitoid massif; rock alterations; quartz veins; gold; molybdenite.

Введение

Хаутаваарская зеленокаменная структура находится в южной части Ведлозерско-Сегозерского архейского зеленокаменного пояса (ЗП) (рис. 1/врезка). На формирование этой структуры большое значение оказало внедрение Хаутаваарского массива, дифференцированного от габбро-монзонитов-монцодиоритов

до умереннощелочных гранитов, выделяемых в хаутаваарский комплекс (см. рис. 1).

Хаутаваарский комплекс был отнесен к неархейским санукитоидам – серии пород повышенной щелочности и магнезиальности [Lobach-Zhuchenko et al., 2005]. С поздней гранитной фазой комплекса связаны интенсивные гидротермальные изменения пород, образование кварцевых штокверков и двух типов рудной

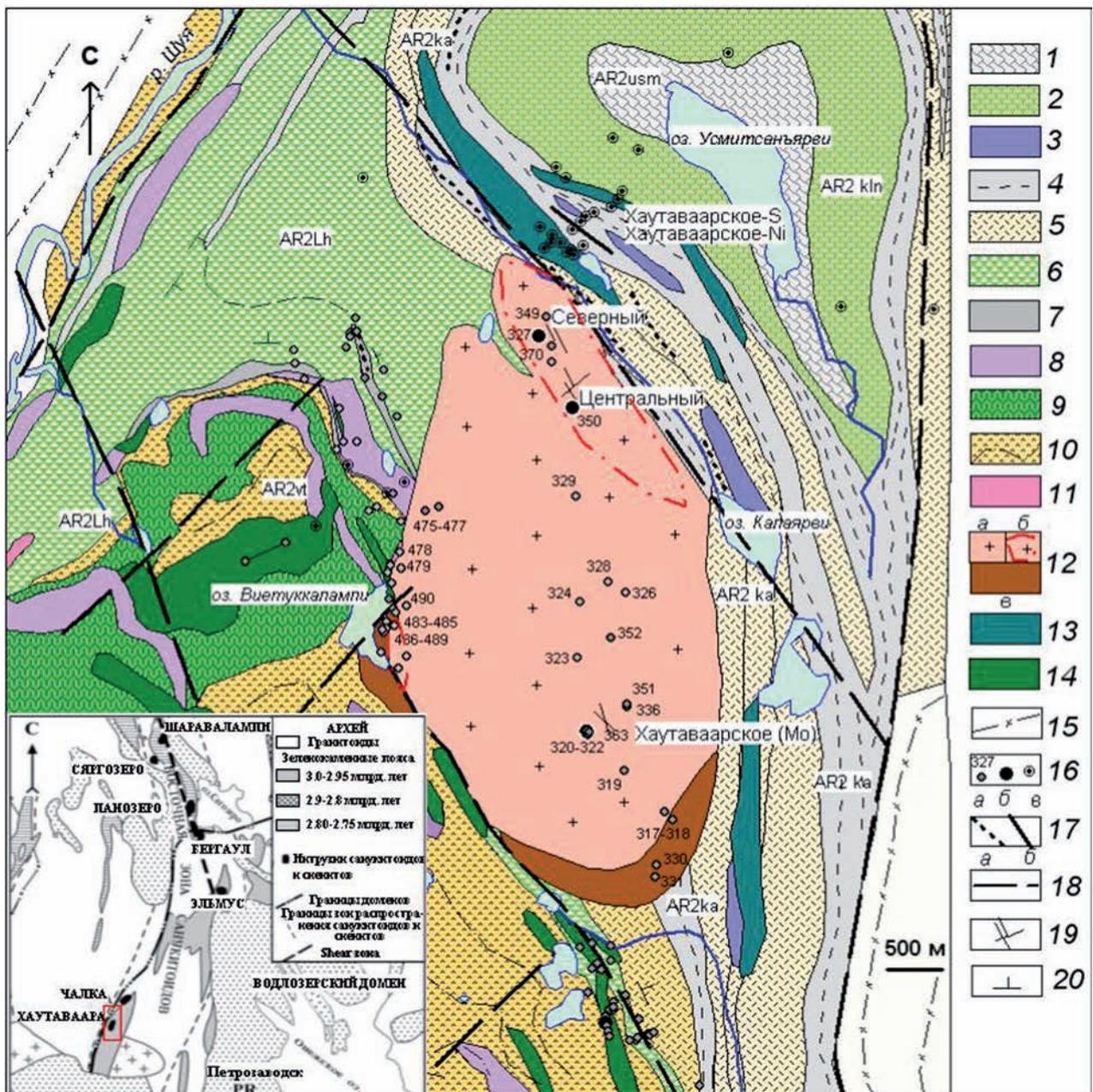


Рис. 1. Схема геологического строения Хаутаваарской структуры (составлена с использованием материалов КГЭ [Сиваев, Горошко, 1988], В. И. Робонена, С. И. Рыбакова, А. И. Световой и авторских работ; врезка из [Лобач-Жученко и др., 2007]).

Лопийский надгоризонт, свиты: 1 – усмитсаньярвинская (AR2usm, туфы, туфогенно-осадочные породы); 2 – кульонская (AR2kln, базальты); 3–5 каляярвинская (AR2ka, 3 – коматииты, отчасти интрузивные ультрабазиты, 4 – углеродсодержащие черные сланцы с сульфидной минерализацией; 5 – туфогенно-осадочная толща, риодациты, дациты); 6–8 – лоухиваарская (AR2Lh, 6 – базальты, андезибазальты, 7 – углеродсодержащие сланцы, хемогенные кварциты с конкрециями, магнетитовые горизонты, 8 – коматииты, отчасти интрузивные ультрабазиты); 9–10 – виетуккалампинская (AR2, 9 – базальты, 10 – андезиты, дациты, риолиты). 11 – дайки и малые тела К-гранитов (комплекс Виртаоя). 12 – хаутаваарский комплекс (а – монцограниты, б – граносиениты, в – монцогаббро-монцодиориты). 13 – комплекс Кайнооя (габбро). 14 – виетуккалампинский комплекс (феррогаббро). 15 – граниты, гранитогнейсы (шуйский комплекс). 16 – обнажения и их номера (а), рудопоявления (б), скважины (в). 17 – руды (а – колчеданные, б – сульфидные медно-никелевые). 18 – разломы. 19 – жилы и штокерки. 20 – элементы залегания

минерализации – молибденитовой и золото-сульфидно-кварцевой Центрально-Хаутаваарского проявления [Минерально-сырьевая база..., 2005].

В задачи настоящей работы входили: 1 – выделение и петрографо-геохимическое изучение всех фаз внедрения Хаутаваарского массива; 2 – изучение околожильных изменений,

сопровождающих кварцевый штокверк, зон рассланцевания и катаклаза в гранитах и минерального состава руд; 3 – установление геохимической (металлогенической) специализации пород хаутаваарского комплекса, характера распределения и закономерностей локализации Mo-S и Au-S оруденения.

Для решения поставленных задач в аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) были выполнены силикатный и ICP-MS анализы пород, определение редкоземельных элементов и микрокомпонентного состава руд. Изучение рудных парагенезисов осуществлялось на электронном сканирующем микроскопе VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy-350. Содержание благородных металлов и элементов-спутников при литохимическом опробовании проводилось на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой в аналитическом центре ЦНИГРИ (г. Москва).

Геологическое строение Хаутаваарской структуры

Геологическое строение, магматизм и оруденение Хаутаваарской зеленокаменной структуры подробно рассмотрены в работах С. И. Рыбакова, В. И. Робонена, А. И. Световой и в производственных отчетах С. А. Морозова, В. В. Сиваева и А. Ф. Горошко [Робонен и др., 1978; Рыбаков, 1980, 1987; Светова, 1988; Сиваев, Горошко, 1988; Горошко, 1993, 1995]. Геодинамическая реконструкция архейского развития структуры была выполнена В. Н. Кожевниковым и С. А. Световым [Кожевников, 2000; Светов, 2005, 2009].

В опорном стратиграфическом разрезе хаутаваарской серии выделяют пять свит: нижняя *вьетуккалампинская* (базальты, андезиты, дациты, риолиты и сопутствующие им вулканогенно-осадочные ассоциации, объединяемые в БАДР-серию [Светов, 2005], *лоухиваарская* (коматииты, базальты, вулканогенно-осадочные и осадочные породы в верхней пачке), *калаярвинская* (сланцы по туфогенно-осадочным толщам среднего-кислого состава, дациты, силициты, углеродсодержащие сланцы и колчеданные руды), *кульюнская* (базальты) и верхняя *усмитсаньярвинская* (осадочная) [Робонен и др., 1978; Сиваев, Горошко, 1988; Светова, 1988; Стратиграфия..., 1992]. Следует отметить, что вьетуккалампинская свита, выделяемая в работах сотрудников ИГ КарНЦ РАН, геологами КГЭ объединена с калаярвинской.

Возраст наиболее древних вулканитов вьетуккалампинской свиты оценивается по крупнопорфировым дацитам Игнойльского некка

(2995 ± 20 млн лет [Сергеев, 1989]) и дацитовым обломкам в агломератах и граувакках Хаутаваарской структуры ($2944 \pm 7,9$ млн лет [Матреничев, 1990]). Sm-Nd изохронный возраст вулканитов океанической коматиит-базальтовой ассоциации лоухиваарской свиты – 2921 ± 55 млн лет [Светов, Хухма, 1999]. Породы калаярвинской свиты прорываются дайками мезоархейских риолитов (2854 ± 14 млн лет [Сергеев, 1989]), риодацитов (2862 ± 45 млн лет [Овчинникова и др., 1994]) и Хаутаваарским санукитоидным комплексом ($2743 \pm 8 \div 2742 \pm 23$ млрд лет [Bibikova et al., 2005]). Выше по разрезу залегает кульюнская свита, сложенная подушечными и массивными базальтами и их туфами. Завершает разрез Хаутаваарской структуры осадочная усмитсаньярвинская свита, распространенная ограниченно в северо-восточной части и представленная вулканогенно-осадочными сланцами по туфам среднего состава, туффитам и углеродсодержащими сланцами. По мнению С. А. Светова, формирование БАДР-серии вьетуккалампинской ($3,1-2,95$ млрд лет) и коматиито-базальтов лоухиваарской ($3,05-2,9$ млрд лет) свит происходило одновременно [Светов, 2005]. Формирование зеленокаменного пояса завершилось складчатостью и метаморфизмом зеленосланцевой-амфиболитовой фаций умеренных давлений [Рыбаков, 1980].

Интрузивный магматизм Хаутаваарской структуры представлен базит-гипербазитовым и гранитоидными комплексами. Ультрабазит-базитовые интрузии развиты в центральной части Хаутаваарской структуры и севернее деревни Хюрсюля. Ультрабазиты образуют пластовые тела, секущие породы вьетуккалампинской, лоухиваарской и калаярвинской свит. Они представлены серпентинизированными перидотитами, в меньшем объеме оливинитами и пироксенитами. Ультрабазиты прорываются пластовыми телами мезо- и меланократовых габбро. Меланократовые габбро Вьетуккалампинского массива, расположенного западнее оз. Вьетуккалампи, и пластовые интрузии в пределах площади выделяются по повышенной магнитности как феррогаббро и относятся к вьетуккалампинскому комплексу (по В. Д. Слюсареву). В пределах восточного борта Хаутаваарской структуры также выделяются детально не изученные тела габброидов (комплекс Кайнооя), которые внедрились позднее, чем вьетуккалампинские габбро.

Ультрабазиты и феррогаббро прорываются кислыми порфировыми дайками и санукитоидами хаутаваарского комплекса.

В обрамлении Хаутаваарской структуры развиты древний шуйский тоналит-трондьемит-гранодиоритовый (ТТГ) комплекс, граниты и гранито-гнейсы. Смятые и метаморфизованные зеленокаменные толщи хаутаваарской серии прорывают породы Хаутаваарского умереннощелочного дифференцированного комплекса, представленного Хаутаваарским и Чалкинским массивами санукитоидов [Lobach-Zhuchenko et al., 2000]. Чалкинский массив (2745 ± 5 млрд лет [Овчинникова и др., 1994]) расположен севернее изучаемой площади. Он дифференцирован от монцонитов до сиенитов и умереннощелочных гранитов. Хаутаваарский массив имеет двухфазное строение, возраст монцонитов 1-й фазы оценивается в 2742 ± 23 млн лет, умереннощелочных гранитов 2-й фазы – 2743 ± 8 [Bibikova et al., 2005]. Около 2,7–2,68 млрд лет назад произошло внедрение калиевых гранитов и пегматитов виртаойского комплекса. В южной части структуры архейские толщи Хаутавааро-Ведлозерского зеленокаменного пояса прорываются Улягским массивом гранитов-рапакиви и пегматитами (~1,5 млрд лет).

Тектонические нарушения, деформации.

Архейские деформации, выделяемые в Хаутаваарской структуре, имеют субмеридиональное, субширотное и СЗ простирания, менее распространены СВ деформации. В северо-восточной части структуры на Хаутаваарском месторождении установлены ССЗ шир-зоны: формирование зон рассланцевания сопровождается метаморфогенно-метасоматическими изменениями коматиитов и колчеданных руд. Рассланцованные вмещающие породы обрамляют Хаутаваарский массив, его контакт с вмещающими толщами в восточной части площади подсекается лишь скважинами, в западной части – наблюдается на восточном берегу оз. Виетуккалампи. Субмеридиональные деформации более широко представлены в южной, восточной и юго-западной частях площади. Зоны деформаций выделяются по наличию интенсивного рассланцевания (шир-зоны) и метаморфогенно-метасоматических преобразований во вмещающих толщах: к ним тяготеют золоторудные проявления Коруд, С-77ЮК, Хюрсюля [Горошко, 1993]. Субширотные деформации и разломы блокируют в целом всю структуру. Эти деформации хорошо выделяются в западном обрамлении и южной части структуры, где ограничивают гранито-гнейсовый блок и разделяют Хаутаваарскую и Хюрсюльскую часть зеленокаменного пояса. Деформации также фиксируются в массивах позднеархейских умереннощелочных гранитов,

где выделяются по трещиноватости и наличию кварцевых жил и имеют аз. пр. от $\sim 90^\circ$ до 70° ВСВ и ЗЮЗ. Именно к ним обычно приурочены более крупные кварцевые жилы с рудной минерализацией. Северо-восточные зоны рассланцевания выделяются в СЗ части Хаутаваарской структуры.

Металлогению Хаутаваарской структуры определяют разнообразные типы руд – колчеданные, полиметаллические, Cu-Ni-сульфидные, Fe-Ti-окисные (титаномагнетитовые), Au-S-кварцевые, молибденовые [Робонен и др., 1978; Рыбаков, 1987; Сиваев, Горошко, 1988; Минерально-сырьевая база..., 2005; Слюсарев и др., 2007; Кулешевич и др., 2009]. Метаморфизованные колчеданные руды содержат повышенные концентрации золота в участках, обогащенных полиметаллами. Поисковые работы на золото на Хаутавааро-Ведлозерской площади осуществляются с 2008 года [Дягтерев, Гриневич, 2008; Рогальский и др., 2009] и по настоящее время компанией ООО «Онего-Золото».

Строение Хаутаваарского массива и петрохимические особенности пород

Хаутаваарский массив формирует штокообразное тело размером 6×3 км, имеет двухфазное строение и дифференцирован от монцогаббро до монцогранитов (см. рис. 1). Названия пород даются в соответствии с Петрографическим кодексом России [2009]. Монцогаббро-монцодиориты 1-й фазы представлены только в южной и западной краевых зонах массива. Центральная часть массива (2-я фаза) сложена преимущественно монцогранитами, а в краевых зонах и прогибах кровли встречаются граносиениты и в небольшом объеме кварцевые монцодиориты (рис. 2). Породы 1-й и 2-й фаз внедрения секутся аплитовидными розовыми полевошпатовыми жилами.

Кровля западной части массива погружается под углом $\sim 45^\circ$ на запад, в связи с этим в эндоконтакте массива на восточном берегу оз. Виетуккалампи наблюдаются сложные соотношения пород и многочисленные секущие порфиновые дайки и полевошпатовые жилы, интенсивная калишпатизация и биотитизация пород, то есть проявлено метасоматическое воздействие массива на вмещающие толщи и породы более ранних фаз.

Восточный контакт массива субвертикальный, монцограниты 2-й фазы прорывают породы калаярвинской свиты. В эндоконтактах массива и его прикровельной части встречаются измененные ксенолиты вмещающих



1. Монцогаббро западной части массива



2. Монцодиориты южной части массива



3. Граносиениты северной части массива, уч. Центральный



4. Монцограниты центральной части массива



5. Метасоматические изменения габброидов вьетуккалампинского комплекса в западном ореоле массива



6. Розово-белые калишпатовые метасоматиты в западном ореоле массива

Рис. 2. Основные типы пород Хаутаваарского массива

пород (андезитов, базальтов) и более ранних фаз внедрения.

Первая фаза комплекса дифференцирована от монцогаббро до монцодиоритов. *Монцогаббро* встречаются в южной части массива и на восточном берегу оз. Виетуккалампи (см. рис. 2/1–2). Монцогаббро представляют собой меланократовые черные породы, с более крупными вкрапленниками калиевого полевого шпата розового цвета. Породы имеют среднезернистую неоднородную порфирированную с вкрапленниками микроклина либо

равномернозернистую структуру. Монцогаббро содержат плагиоклаз (50–55%), частично замещенный эпидотом, К-полевым шпатом (4–5%), роговую обманку (25–30%), биотит (10–15%), кварц (~3%), акцессорные апатит (до 0,5–1%), титанит (2%), ильменит, циркон и монацит.

Калиевый полевой шпат образует более крупные ориентированно вытянутые сдвойникованные кристаллы с пертитами распада. Плагиоклаз раскислен и замещается эпидотом. По роговой обманке и биотиту развивается

актинолит, хлорит, кальцит. Монцогаббро секутся кварцевыми монцодиоритами 2-й фазы и калишпатовыми жилами.

В южном контакте интрузива развиты *монцодиориты* (см. рис. 2; табл. 1/4–5). Породы зеленовато-коричневые, однородные или пятнистые, часто с порфиroidной или трахитоидной структурой, обусловленной расположением калишпата. Иногда они содержат ксенолиты более мелкозернистых темных пород близкого состава. Монцодиориты представлены биотитовыми или амфибол-биотитовыми разностями: количество меланократовых компонентов составляет 30–35 %. Породы содержат плагиоклаз (50–60 %), частично замещенный эпидотом, К-полевым шпат (15–20 %), роговую обманку (10–15 %), биотит (15–20 %), кварц (~3 %), титанит (1–2 %), акцессорный апатит (0,5 %), циркон и монацит. К-полевым шпат порфиroidных вкрапленников образует простые двойники, коричневый биотит содержит тонкие включения ильменита или титанита. Вторичные и наложенные минералы представлены эпидотом, кварцем, актинолитом, хлоритом, кальцитом, встречаются тонкие эпидотовые прожилки и единичные сульфиды. Монцодиориты на удалении от контактовой зоны отличаются порфиroidной структурой, обусловленной наличием более крупных ориентированно расположенных кристаллов К-полевого шпата (2 мм) с пертитами распада.

Вторая фаза. Центральную часть массива слагают преимущественно умереннощелочные граниты второй фазы, представленные равномернозернистыми или порфиroidными розовыми и серыми, средне- и крупнозернистыми разновидностями преимущественно массивной текстуры (см. рис. 2/3–4). Вторая фаза дифференцирована от лейкократовых кварцевых монцодиоритов до граносиенитов и монцогранитов. Кварцевые монцодиориты встречаются в небольшом объеме в приконтактной части и в прогибах кровли массива. Граносиениты развиты в северной и северо-восточной части массива, умереннощелочные граниты (монцограниты) слагают центральную и южную часть массива. Состав пород близкий, переходы между ними не отчетливые. Умереннощелочные граниты секут монцодиориты 1-й фазы, а также в них отмечаются ксенолиты сильно измененных мелкозернистых монцодиоритов.

Кварцевые монцодиориты содержат плагиоклаз (30–35 %), К-полевым шпат (40–45 %), биотит (~8 %) и кварц (5–10 %). Плагиоклаз образует крупные удлиненные кристаллы, замещается эпидотом и серицитом. Калиевый полевой шпат формирует крупные кристаллы

с микроклиновой решеткой (1-я генерация) и более мелкие ксеноморфные зерна в интерстициях (2-я генерация). Биотит мелкозернистый, окрашен в коричневатозеленый цвет. Акцессорные минералы представлены титанитом (1–2 %), апатитом (0,5 %), цирконом, редко ортитом. Вторичные изменения представлены эпидотом и серицитом (до 1 %), единичными выделениями хлорита, развивающимися по плагиоклазу, биотиту и в зонах рассланцевания.

Северная часть массива сложена светлосерыми среднезернистыми *граносиенитами*, состоящими из плагиоклаза (30–35 %), микроклина (35–45 %, среднее 40 %), кварца (20 %) и биотита (5–10 %). Акцессорные минералы представлены титанитом (1–2 %), апатитом, цирконом, монацитом. При вторичных изменениях микроклин незначительно замещается серицитом по плагиоклазу, и в интерстициях образуются эпидот (до 3–8 %), серицит (1–2 %), хлорит (до 1 %), выделяются единичные зерна кальцита и REE-карбонаты, хлорит замещает биотит и сопровождается мелкими зернами рутила. В зонах рассланцевания наблюдается наиболее интенсивное образование эпидота, иногда встречается Се-эпидот и ортит, увеличивается содержание мусковита (до 2–10 %) и кварца. По микротрещинам в породах развиваются кварц, биотит, серицит, по более поздним тонким прожилкам – хлорит, эпидот, кальцит и более поздние карбонаты группы бастнезит-паризит. Изменения сопровождаются вкрапленностью сульфидов. Для измененных гранитов характерно присутствие рассеянной ториевой и редкоземельной минерализации.

Центральная часть массива сложена розово-красными средне- и крупнозернистыми, порфиroidными *монцогранитами*. Породы отличаются несколько большим, чем в серых граносиенитах, содержанием К-полевого шпата (40–55 %, среднее 50 %) и кварца (20–25 %), меньшим – плагиоклаза (20–30 %, среднее 25 %). Темноцветные минералы представлены биотитом (5–10 %). Акцессорные минералы – титанит (до 3 %), апатит (до 0,5 %), циркон, монацит. Плагиоклаз (олигоклаз-альбит) в незначительной степени замещается эпидотом. В зонах рассланцевания образуются эпидот, мусковит (до 10 %) и кварц. В породах 2-й фазы иногда встречаются ксенолиты сильно измененных мелкозернистых монцодиоритов 1-й фазы с более высоким содержанием титанита и апатита (до 4–5 и 1 % соответственно, обр. 328/3).

Жильная фаза. Дайки и аплитовидные жилы, проявленные в западном эндоконтакте массива, секут монцогаббро 1-й фазы. Они

представлены тонкозернистыми и микропорфировыми породами, содержащими микроклин (55 %), альбит (20–15 %), кварц (20–15 %) и биотит (5–10 %). На контакте жил в измененных монцогаббро увеличивается количество биотита. Возможно, эти жилы представляют более позднюю существенно калиевую дайковую фазу массива.

Петрохимические особенности пород. Монцогаббро и монцодиориты 1-й фазы (табл. 1/1–5; рис. 3). Монцогаббро содержат SiO_2 52–54,45 %, сумма щелочей составляет 6,21–6,73 %, Al_2O_3 15,29–15,92 %, CaO 6,82–6,96 %, MgO 5,46–6,74 % (mg# 0,57–0,6), Mn 0,144–0,132 %, $\Sigma(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ 7,45–8,37 %, TiO_2 1,03–0,73 %, P_2O_5 0,1–0,61 %. Монцодиориты отличаются чуть большим содержанием SiO_2 и щелочей (Σalk 7,73–8,44 %), меньшим – MgO и суммарного железа.

Монцогаббро от феррогаббро вьетуккалампинского комплекса отличаются более низким содержанием TiO_2 (1–0,7 %), V (200–176 ppm), суммарного железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 8,4–7,5$ %), высокой магнезиальностью (mg# 0,58–0,6) и фракционированным спектром распределения REE (табл. 2; рис. 4). Ранее на геологических картах монцогаббро, отнесенные нами к хаутаваарскому комплексу, выделялись как феррогаббро вьетуккалампинского комплекса. Для феррогаббро характерны $\Sigma\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 13–17$ % (mg# 0,3–0,35), TiO_2 1–2,9 %, V 400–1310 ppm, $\Sigma\text{alk} = 1,8–3,1$ % и низкое содержание редких земель (рис. 5; табл. 2 [Слюсарев и др., 2007; Кулешевич и др., 2009]).

Кварцевые монцодиориты 2-й фазы (обр. В-8, 370) содержат SiO_2 61,74–65,80 %, Σalk в них составляет 9,41–10,15 %, CaO 1,98–2,04 %, MgO 2,13–2,38 % (mg# 0,56–0,49), MnO 0,058 %, $\Sigma(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) = 3,5–4,16$ %, TiO_2 0,5–0,62 %, P_2O_5 0,1–0,27 %. Для кварцевых монцодиоритов характерны более низкие, чем в породах 1-й фазы, концентрации Ba – 950–1225 ppm и Sr – 341–438 ppm и повышенное содержание Rb – 179–248 ppm и Zr – 402–458 ppm. Сумма REE (218–346 ppm) в них несколько выше, чем в умереннощелочных гранитах (218–346 ppm).

В граносиенитах и монцогранитах содержание SiO_2 составляет 66,9–70,6 % (в серых граносиенитах незначительно ниже, чем в розовых монцогранитах). Суммарное содержание щелочей 8,46–9,57 %, CaO 0,73–2 %, MgO 0,71–2 %, магнезиальность (mg#) снижается от 0,56 до 0,45–0,33, $\Sigma(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ 1,37–3,72 %, TiO_2 0,3–0,48 %, MnO 0,056–0,028 %.

На диаграммах Харкера (см. рис. 3) в распределении петрогенных элементов наблюдается единый эволюционный тренд

дифференциации. В измененных граносиенитах и монцогранитах отмечается небольшое отклонение по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , суммы оксидов Fe и Mg, а также щелочей, что связано с небольшой разницей в количестве плагиоклаза и замещающего его эпидота и темноцветных минералов.

Дайки и аплитовидные жилы западного эндоконтакта выделяются высокой калиевой щелочностью (K_2O 10,64 %, Σalk 13,58 %, CaO 0,15 %) и более низким суммарным содержанием REE относительно кислых дифференциатов Хаутаваарского массива.

Геохимические особенности пород комплекса. LIL, REE-элементы. Монцогаббро и монцодиориты 1-й фазы выделяются высоким содержанием Ba (1751–2054 ppm), Sr (586–1208 ppm), умеренным Rb (98–227), невысоким и низким Zr и Hf, ΣREE равна 218–252 ppm (см. табл. 1; рис. 4, 6). Спектры распределения редких земель сильно дифференцированы, породы обогащены легкими и обеднены тяжелыми элементами (см. рис. 4). В монцодиоритах 1-й фазы содержание REE несколько ниже, чем в монцогаббро. Наибольшая концентрация редких земель, особенно легких, характерна для ксенолитов измененных монцодиоритов, встречающихся в гранитах 2-й фазы. Это вызвано обогащением их апатитом, титанитом, REE-эпидотами (ΣREE 792 ppm, La 168 ppm, обр. 328/1). Монцогаббро относительно габбро вьетуккалампинского комплекса и вмещающих их андезибазальтов обогащены REE и характеризуются высокой степенью фракционирования (см. рис. 4, а; рис. 5). В кварцевых монцодиоритах 2-й фазы содержание REE (228–346 ppm), Zr (402–458 ppm) и Th (45–49 ppm) выше, чем в породах 1-й фазы, тогда как концентрация Ba (951–1225 ppm) и Sr (341–438) – несколько ниже. Суммарная концентрация REE незначительно снижается от граносиенитов (201–318 ppm) к монцогранитам (156–230 ppm) и становится наиболее низкой в зонах окварцевания гранитов (<63 ppm). Обоеднение пород тяжелыми редкими землями, наличие отрицательной Eu-аномалии, высокая магнезиальность и обогащение литофильными элементами предполагает плавление обогащенного мантийного источника с фракционированием граната и плагиоклаза.

REE входят преимущественно в акцессорные минералы, такие как Zr-Th-силикаты, и фиксируются в поздних TR-F-карбонатах (бастнезите и паризите) (рис. 7).

Мультиэлементные диаграммы (см. рис. 4) для пород обеих магматических фаз схожи, что также отражает кристаллизационную

Таблица 1. Химический состав пород Хаутаваарского массива (мас. %, ppm)

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	В-3/1	В-3/2	Хтв-318	Хтв-330	Хтв-331	Хтв-328/3	В-8	Хтв-370	В-6	В-7	Хтв-327	Хтв-327/1	Хтв-350/1
Порода	монцогаббро			монцодиорит		ксенолит *	кварцевый монцодиорит		граносиенит				
SiO ₂ (%)	51,98	53,52	54,45	58,50	57,16	61,04	61,74	65,80	68,16	66,90	69,24	67,02	67,94
TiO ₂	1,03	0,88	0,73	0,67	0,65	0,92	0,62	0,50	0,43	0,48	0,44	0,46	0,39
Al ₂ O ₃	15,83	15,92	15,29	15,20	14,87	13,62	17,66	15,13	14,61	15,15	13,86	14,47	14,68
Fe ₂ O ₃	2,91	3,10	3,22	2,27	2,69	3,06	2,15	1,35	1,42	1,18	1,48	1,57	0,73
FeO	5,46	4,45	4,23	3,59	3,30	2,51	2,01	2,15	1,72	1,94	1,58	2,15	1,68
MnO	0,144	0,135	0,132	0,111	0,098	0,132	0,059	0,058	0,045	0,054	0,042	0,053	0,051
MgO	6,74	5,46	5,56	4,70	4,21	4,11	2,13	2,38	1,55	1,92	1,73	2,00	1,65
CaO	6,82	6,96	6,82	4,91	4,39	4,1	1,98	2,04	1,76	1,83	1,53	1,90	1,60
Na ₂ O	2,88	3,49	3,70	3,71	3,50	2,22	4,09	3,80	3,81	3,78	3,26	3,58	4,15
K ₂ O	3,33	3,22	3,03	4,02	4,94	6,1	6,06	5,61	5,43	5,55	5,73	5,38	5,42
ппп	1,72	1,6	1,56	1,63	3,10	1,28	1,02	0,94	0,72	0,76	0,79	0,8	1,32
P ₂ O ₅	0,61	0,56	0,58	0,42	0,44	0,84	0,27	0,10	0,2	0,22	0,2	0,23	0,07
Total	99,53	99,51	99,50	99,88	99,64	99,98	99,99	99,98	100,00	99,93	100,0	99,62	99,96
mg#	0,60	0,58	0,58	0,60	0,57	0,58	0,49	0,56	0,48	0,54	0,52	0,50	0,56
Σalk	6,21	6,71	6,73	7,73	8,44	8,32	10,15	9,41	9,24	9,33	8,99	8,96	9,57
Na ₂ O/K ₂ O	0,86	1,08	1,22	0,92	0,71	0,36	0,67	0,68	0,70	0,68	0,57	0,67	0,77
al ^l	1,05	1,22	1,18	1,44	1,46	1,41	2,81	2,57	3,12	3,01	2,89	2,53	3,62
Li (ppm)	34,4	27,36	18,50	23,31	36,59	46,90	27,46	19,58		17,58	17,40	24,17	18,8
V	200,9	178,7	175,88	130,3	127,9	97,20	78,64	53,52		63,80	57,92	66,12	43,72
Cr	179,9	162,7	166,32	222,5	181,4	120,80	53,92	66,3		43,36	37,80	44,28	50,96
Co	30,27	27,14	27,09	23,66	21,54	18,27	11,19	9,27		11,00	8,64	9,26	6,63
Ni	60,64	51,27	56,93	70,1	49,28	76,97	22,22	28,5		19,10	18,85	22,06	22,98
Cu	18,06	35,35	57,07	118,4	61,2	7,74	17,67	14,03		16,26	12,27	10,30	17,96
Zn	156,5	130,6	105,75	99,9	103,8	70,27	43,43	37,81		40,35	34,44	38,99	39,36
As	13,75	20,88	29,30	34,53	28,55	<ПО	<ПО	<ПО		<ПО	<ПО	9,06	< ПО
Rb	196	120,3	98,30	101,7	226,8	449,6	248,3	179		217,18	257,22	281,78	226,1
Sr	1032	1124	1207,6	585,7	692,8	700,0	438,0	341,1		282,82	207,18	420,42	276
Y	22,61	21,26	19,76	19,25	19,72	42,68	23,10	18,16		16,46	21,00	20,39	19,94
Zr	90,31	122,6	69,37	168,4	167,6	677,45	458	401,7		363,14	328,09	393,98	319,2
Nb	7,95	8,52	5,62	9,75	11,06	25,68	24,12	13,35		15,87	17,60	18,12	16,14
Mo	0,99	4,08	1,56	<ПО	4,36	2,68	1,04	1,79		2,17	3,50	1,96	1,78
Ag	0,34	0,57	<ПО	0,66	0,64	< ПО	< ПО	1,63		< ПО	< ПО	< ПО	1,42
Ba	1782	2054	1751,39	1920	1782	1259	1224,6	951		1067,2	910	915,8	763
La	41,05	44,93	47,42	45,43	45,19	167,5	74,38	47,29		53,26	71,46	55,98	43,87
Ce	97,58	103,5	104,20	92,09	95,75	354,1	157,1	104,5		111,68	139,28	121,76	87,2
Pr	12,68	12,56	13,38	10,93	10,86	40,12	17,14	10,72		12,27	16,13	13,80	9,56
Nd	55,21	52,72	57,36	41,9	40,26	155,76	62,96	41,39		44,88	60,00	51,66	36,77
Sm	12,42	11,43	11,52	7,90	7,57	25,13	10,8	8,35		7,78	10,05	9,35	7,89
Eu	3,72	3,58	2,82	2,50	2,34	5,42	1,90	1,77		1,55	1,61	1,64	1,52
Gd	10,48	10,19	5,32	7,17	6,86	20,62	8,8	5,32		6,47	8,23	7,80	5,68
Tb	1,21	1,12	1,02	0,84	0,82	2,10	1,00	0,61		0,69	0,90	0,86	0,67
Dy	4,66	4,29	4,28	3,40	3,47	9,03	4,59	2,61		3,22	3,89	4,10	2,99
Ho	0,84	0,80	0,78	0,69	0,70	1,54	0,84	0,63		0,56	0,77	0,74	0,73
Er	2,39	2,27	2,04	2,09	2,18	4,16	2,38	1,99		1,62	2,13	2,05	2,13
Tm	0,3	0,29	0,25	0,28	0,31	0,54	0,34	0,42		0,22	0,30	0,28	0,21
Yb	2,07	2,03	1,81	2,10	2,18	5,43	3,60	2,19		2,53	2,79	2,95	2,12
Lu	0,23	0,23	0,23	0,25	0,26	0,55	0,36	0,28		0,25	0,28	0,29	0,28
Ta	0,38	0,37	0,64	0,58	0,75	2,08	2,29	0,93		1,38	2,70	1,94	1,15
W	1,29	0,78	0,93	1,70	1,82	0,77	3,11	2,42		0,48	1,49	1,45	2,06
Pb	17,63	15,23	24,61	17,64	66,49	41,37	14,86	11,22		30,13	21,52	27,29	21,81
Bi	0,70	0,24	0,16	0,35	0,37	0,15	0,36	0,23		0,11	0,14	0,08	0,24
Th	4,58	5,49	7,01	12,39	13,65	28,83	45,38	49,33		30,57	28,48	32,48	47,23
U	1,47	1,86	2,06	2,01	3,67	14,08	4,41	3,59		6,96	16,42	11,04	7,52
ΣREE	244,86	249,94	252,43	217,57	218,76	791,98	346,29	227,7		246,99	317,82	273,25	201,68

Окончание табл. 1

Комп.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
№ обр.	Хтв-350/2	Хтв-350/4	Хтв-350/9	Хтв-319	Хтв-322	Хтв-320	Хтв-320/3	Хтв-336	Хтв-352	Хтв-363/2	Хтв-363/3	В-4	
Порода	граносиенит			монцогранит									аплит
SiO ₂ (%)	68,32	70,60	67,70	70,38	69,46	70,22	70,50	69,32	69,62	70,32	69,70	66,26	
TiO ₂	0,39	0,43	0,43	0,32	0,34	0,34	0,30	0,35	0,35	0,39	0,38	0,17	
Al ₂ O ₃	14,42	14,40	14,90	14,20	14,14	14,19	14,21	13,98	14,44	13,70	13,90	16,38	
Fe ₂ O ₃	1,1	1,35	1,05	0,86	1,46	1,15	0,49	1,19	0,92	0,70	0,84	1,03	
FeO	2,01	0,93	1,86	1,29	1,29	1,22	1,44	1,58	1,79	1,43	1,86	0,57	
MnO	0,056	0,028	0,052	0,037	0,038	0,035	0,032	0,038	0,043	0,039	0,049	0,085	
MgO	1,76	1,50	1,86	1,19	1,24	1,03	1,04	1,26	0,71	1,66	1,62	0,90	
CaO	1,31	0,73	2,0	1,54	1,76	1,32	1,47	1,61	1,60	1,60	1,60	0,15	
Na ₂ O	4,93	3,62	3,65	3,78	3,94	3,87	4,21	3,76	3,90	3,88	3,94	2,94	
K ₂ O	4,08	4,84	5,55	5,30	5,13	5,50	5,31	5,50	5,20	5,43	5,10	10,64	
ппп	1,22	1,33	0,78	0,66	0,88	0,59	0,70	0,64	0,83	0,64	0,76	0,05	
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,06	0,20	0,19	0,22	0,16	0,17	0,07	0,11	0,12	0,40	
Total	99,82	99,96	99,97	99,89	100,0	99,82	99,98	99,55	99,65	99,92	99,99	99,94	
mg#	0,51	0,56	0,54	0,51	0,46	0,45	0,50	0,46	0,33	0,59	0,53	0,52	
Σalk	9,01	8,46	9,2	9,08	9,07	9,37	9,52	9,26	9,1	9,31	9,04	13,58	
Na ₂ O/K ₂ O	1,21	0,75	0,66	0,71	0,77	0,70	0,79	0,68	0,75	0,71	0,77	0,28	
al ¹	2,96	3,81	3,12	4,25	3,54	4,17	4,78	3,47	4,22	3,61	3,22	6,55	
Li (ppm)		20,48	18,13	32,26	19,38	15,30		32,07	39,97	10,65	17,27	3,0	
V		46,88	46,59	42,24	40,50	39,05		45,73	30,34	27,82	32,67	10,29	
Cr		41,11	67,97	20,46	25,92	19,60		34,53	47,38	46,28	65,59	16,08	
Co		3,38	8,67	5,54	5,86	5,69		7,55	6,27	5,47	7,43	5,31	
Ni		9,64	32,56	13,51	14,79	13,95		15,11	23,7	25,11	36,62	6,05	
Cu		29,28	18,56	22,78	16,80	5,59		10,51	17,47	11,03	13,01	26,66	
Zn		39,92	32,46	28,62	25,10	20,94		29,30	38,22	20,58	21,16	34,68	
As			<ПО	<ПО	7,34	8,80		<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	28,93	
Rb		203,5	240,5	239,38	221,38	250,10		281,38	212,4	151,1	165,0	311,8	
Sr		170,6	383,9	430,42	424,02	410,82		320,18	446,4	342,40	387,10	89,95	
Y		15,32	21,68	14,66	14,10	15,14		16,94	13,73	14,55	15,86	7,91	
Zr		375,5	316,0	250,02	224,62	250,41		271,37	224,6	203,40	229,60	154,5	
Nb		17,62	15,71	13,68	13,27	13,45		16,45	11,99	10,93	11,89	17,1	
Mo		<ПО	13,16	4,41	3,44	1,20		1,73	2,07	6,84	5,41	2,87	
Ag		2,03	1,24	<ПО	<ПО	<ПО		<ПО	0,78	0,95	1,01	0,58	
Ba		1014	805,4	1013,4	1009,8	1080,8		863,2	919,3	884,10	836,70	2145	
La		10,17	48,41	49,66	47,26	49,70		44,22	39,07	30,87	41,53	10,46	
Ce		23,9	106,40	103,92	95,56	98,88		95,36	73,36	66,37	73,63	31,76	
Pr		2,89	11,47	11,74	10,77	11,59		11,32	7,91	8,00	9,66	2,39	
Nd		11,85	43,68	42,76	40,05	42,40		41,48	29,32	31,21	37,55	11,54	
Sm		3,45	9,62	7,17	6,80	7,13		7,19	6,24	6,59	7,55	4,79	
Eu		0,87	1,72	1,39	1,36	1,38		1,24	1,35	1,44	1,54	1,94	
Gd		2,84	5,92	5,94	5,60	5,88		6,06	3,81	4,09	4,50	3,92	
Tb		0,4	0,71	0,62	0,60	0,63		0,67	0,45	0,49	0,54	0,38	
Dy		2,25	3,11	2,51	2,41	2,55		3,16	1,97	2,16	2,40	1,37	
Ho		0,57	0,77	0,53	0,50	0,52		0,57	0,48	0,52	0,59	0,248	
Er		1,76	2,30	1,49	1,46	1,48		1,66	1,47	1,58	1,71	0,723	
Tm		0,17	0,16	0,22	0,20	0,21		0,23	0,04	0,34	0,37	0,132	
Yb		1,9	2,23	2,21	2,00	2,14		2,35	1,35	1,69	1,81	1,214	
Lu		0,24	0,29	0,22	0,21	0,21		0,24	0,19	0,20	0,21	0,149	
Ta		1,26	1,21	1,69	1,52	1,61		1,77	0,95	0,97	1,03	1,253	
W		5,81	3,86	0,93	6,04	4,40		1,39	5,15	0,82	1,35	1,365	
Pb		52,53	23,25	38,67	17,83	24,74		30,40	44,71	18,77	10,99	40,53	
Bi		2,62	0,26	0,17	0,18	0,12		0,11	0,25	0,06	0,19	0,18	
Th		54,12	54,47	37,45	34,31	34,48		36,84	43,02	43,75	43,55	54,96	
U		7,24	9,22	11,61	6,30	6,38		7,69	8,55	6,16	2,20	9,45	
ΣREE		63,25	236,8	230,38	214,81	224,71		215,75	167,0	155,53	183,6	71,02	

Примечание. *Ксенолит измененных пород 1-й фазы в монцогранитах. <ПО – ниже предела обнаружения (здесь и далее), mg# = MgO / (FeO + Fe₂O₃ + MgO) и al¹ = Al₂O₃ / (Fe₂O₃ + FeO + MgO) в молекулярных количествах, Σalk = Na₂O + K₂O.

Таблица 2. Химический состав вмещающих пород и ранних интрузивных тел (мас. %) и содержание в них микрокомпонентов (ppm)

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр.	В-2/1	ХТВ-332	9947/2	9948/1	9951	9950	В-1	В-3	ХТВ-333
SiO (%)	51,78	52,56	47,78	48,22	46	42,82	73,60	73,50	57,20
TiO ₂	0,94	1,62	1,54	1,52	2,04	2,86	0,22	0,25	1,34
Al ₂ O ₃	13,55	11,80	12,38	12,65	11,27	10,23	13,22	13,72	11,25
Fe ₂ O ₃	2,46	4,95	4,78	3,57	5,91	8,5	0,55	1,02	2,13
FeO	10,55	13,00	13,41	13,89	14,61	16,52	1,01	1,15	12,64
MnO	0,257	0,255	0,2	0,22	0,22	0,24	0,021	0,021	0,182
MgO	5,65	2,88	5,17	5,17	5,89	5,48	0,62	1,62	3,21
CaO	7,92	6,81	9,35	9,35	9,35	9,2	1,32	0,81	5,64
Na ₂ O	3,30	3,52	2,27	2,5	1,79	1,52	4,13	4,23	3,30
K ₂ O	1,09	0,64	0,44	0,63	0,4	0,3	4,17	2,23	0,80
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,08	0,09	0,09	0,08	0,59	0,86	1,86
nnn	1,68	1,64	2,09	2,14	2,22	1,94	0,12	0,06	0,22
Total	99,53	99,93	99,49	99,95	99,79	99,69	99,71	99,64	99,89
mg#	0,44	0,23	0,34	0,35	0,35	0,29	0,43	0,59	0,28
Σalk	4,39	4,16	2,71	3,13	2,19	1,82	8,3	6,46	4,1
Na ₂ O/K ₂ O	3,03	5,50	5,16	3,97	4,48	5,07	0,99	1,9	4,13
al ^l	0,73	0,57	0,53	0,56	0,43	0,34	6,06	3,62	0,63
Li (ppm)	15,58	13,35	18,58	18,58	21,83	16,26	10,03	20,01	11,55
V	393,8	509,28	745,05	705,84	1041,95	1310,84	22,96	25,48	202,56
Cr	9,45	<ПО	34,21	34,21	27,37	27,37	19,58	34,93	<ПО
Co	43,72	51,77	94,38	55,06	47,19	117,98	2,20	7,62	42,85
Ni	43,43	6,59	31,43	23,57	31,43	39,29	6,54	18,38	3,60
Cu	48,79	16,08	79,88	71,90	71,90	95,86	14,5	15,76	201,71
Zn	198,3	117,15	120,51	232,98	144,61	136,57	34,4	35,96	91,15
As	26,85	25,68					27,54	32,4	7,86
Rb	83,28	14,13	14,63	182,88	15,54	11,89	138,2	69	23,06
Sr	256,3	199,38					219,1	398,9	228,18
Y	16,87	27,18					4,79	7,67	34,35
Zr	43,75	108,99					127,2	242,1	146,85
Nb	3,35	4,81					4,94	5,76	5,62
Mo	1,37	0,80					62,03	1,13	1,03
Ag	0,21	< ПО					0,45	0,86	0,08
Ba	310,6	205,99					1142,0	3327,0	221,01
La	5,0	10,19					6,39	17,36	12,86
Ce	12,76	22,62					16,36	45,24	28,64
Pr	1,77	3,0					2,17	4,19	3,76
Nd	8,34	13,64					9,27	15,25	16,89
Sm	2,47	3,66					2,37	3,98	4,71
Eu	1,0	1,34					0,95	1,88	1,49
Gd	2,79	3,71					1,75	3,70	4,87
Tb	0,48	0,75					0,22	0,41	0,98
Dy	2,78	4,87					0,89	1,52	6,30
Ho	0,63	1,04					0,17	0,28	1,31
Er	1,91	3,05					0,50	0,79	3,86
Tm	0,30	0,45					0,10	0,13	0,57
Yb	2,12	3,15					0,85	1,10	3,96
Lu	0,266	0,43					0,07	0,12	0,54
Ta	0,206	0,61					0,40	0,64	0,60
W	0,504	0,45					0,44	4,19	0,52
Pb	3,73	3,66					12,58	6,26	6,65
Bi	0,232	0,12					0,20	0,17	0,50
Th	1,01	2,26					10,65	39,65	3,12
U	0,238	0,56					5,40	2,38	0,80
ΣREE	42,62	71,89					42,04	95,95	90,74

Примечание. 1–6 – габбро вьетуккалампинского комплекса (3–6 – феррогаббро, по [Слюсарев и др., 2007]). 7–8 – кислые дайки западного экзоконтакта Хаутаварского массива. 9 – андезибазальт южного обрамления.

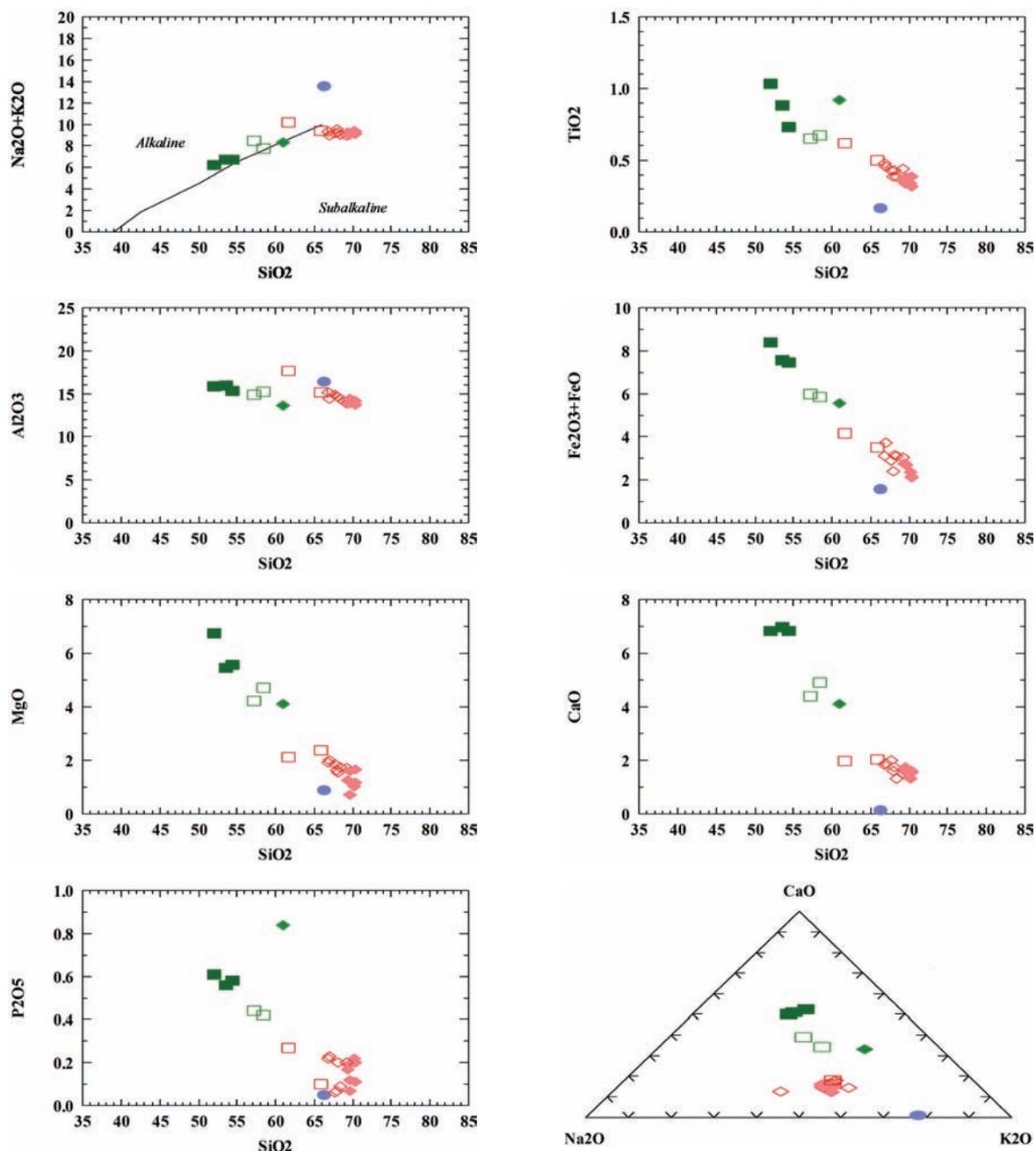


Рис. 3. Петрохимические особенности пород Хаутаваарского массива.

Породы 1-й фазы: ■ – монцогаббро (В-3/1, В-3/2, Хтв-318), □ – монцодиориты (Хтв-330, 331), ◆ – ксенолит монцодиоритов; породы 2-й фазы: □ – кварцевые монцодиориты, ◇ – граносиениты, ◆ – монцограниты; жильная фаза: ● – аплитовая калишпатовая жила

дифференциацию из единого магматического расплава. Широкие вариации составов пород Хаутаваарского массива могут быть связаны с контаминацией мантийных санукитоидных расплавов древними породами ТТГ в результате смешения расплавов из разных источников [Егорова, 2014]. Содержание Ва и Sr снижается от более основных фаз к кислым, тогда как Zr и Th – возрастает (см. табл. 1; рис. 6). В монцогаббро и монцодиоритах содержание

Ва достигает 1225–2054 ppm, в граносиенитах и монцогранитах – 763–1081 ppm. Ва и Sr входят в состав полевых шпатов, а также в барит, образующийся в поздних процессах. В монцодиоритах 1-й фазы в микроклине содержание Ва возрастает от десятых долей процента до 2–2,4 % (реже 5 %). Содержание Zr (69,4–168,4 ppm), Hf (1–4 ppm), Th (4,58–13,7 ppm), Rb (98–196 ppm) возрастает от пород 1-й фазы к кислым дифференциатам (Zr 225–394 ppm,

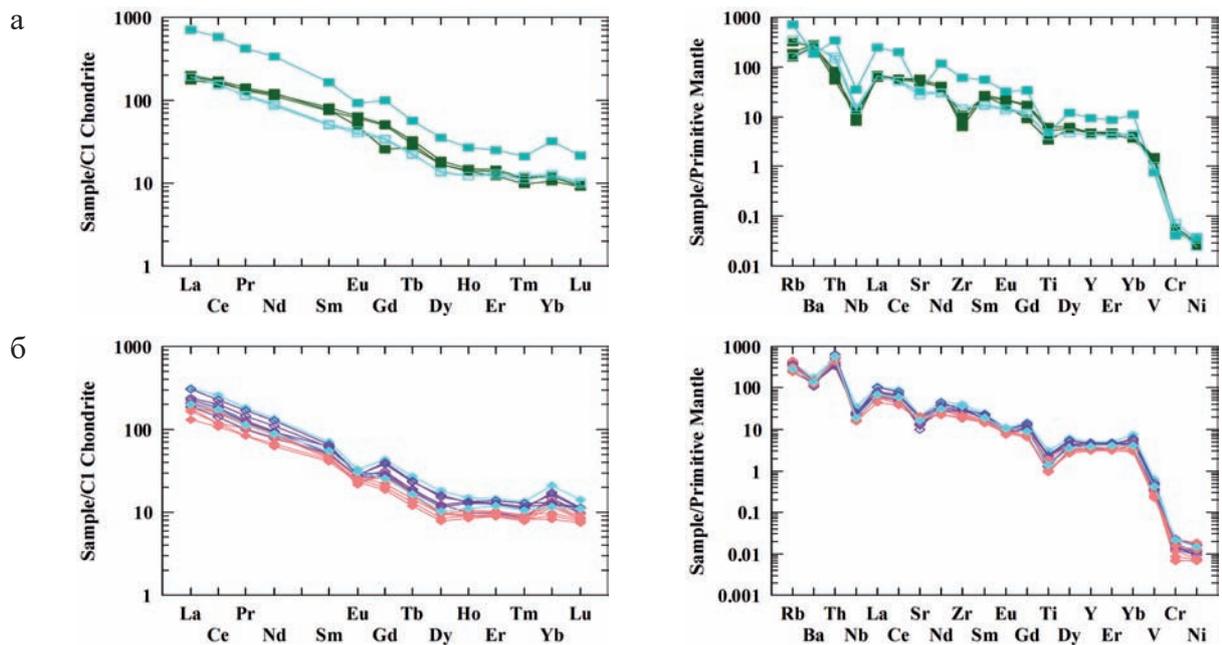


Рис. 4. Спектры распределения REE и спайдерграммы для пород Хаутаваарского массива, нормированные по C1 и PM соответственно [Sun, McDonough, 1989]

Здесь и на рис. 6 – 1-я фаза (а): ■ – монцогаббро, □ – монцодиориты, ■ – ксенолит монцодиоритов в монцогранитах (328/3); 2-я фаза (б): ◆ – кварцевые монцодиориты, ◇ – граносиениты, ◇ – монцограниты

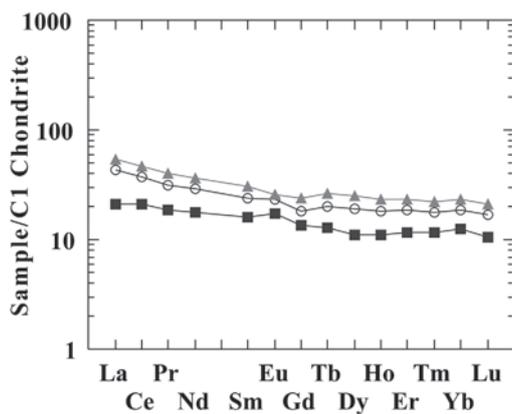


Рис. 5. Распределение REE в габбро вьетуккалампинского комплекса и вмещающих андезибазальтах (нормированы по хондриту примитивной мантии [Sun, MacDonough, 1989]):

▲ – андезибазальты южного контакта; феррогаббро вьетуккалампинского комплекса: ○ – габбро южного и ■ – западного контактов

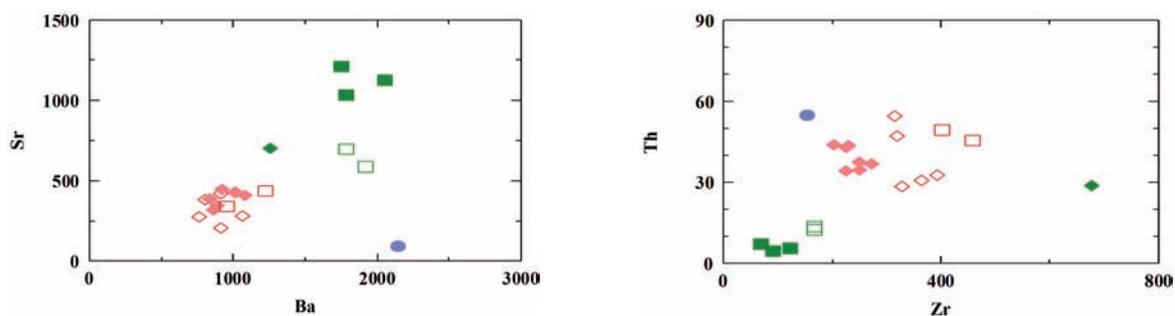


Рис. 6. Диаграммы Ba-Sr и Zr-Th для пород (в ppm) Хаутаваарского комплекса

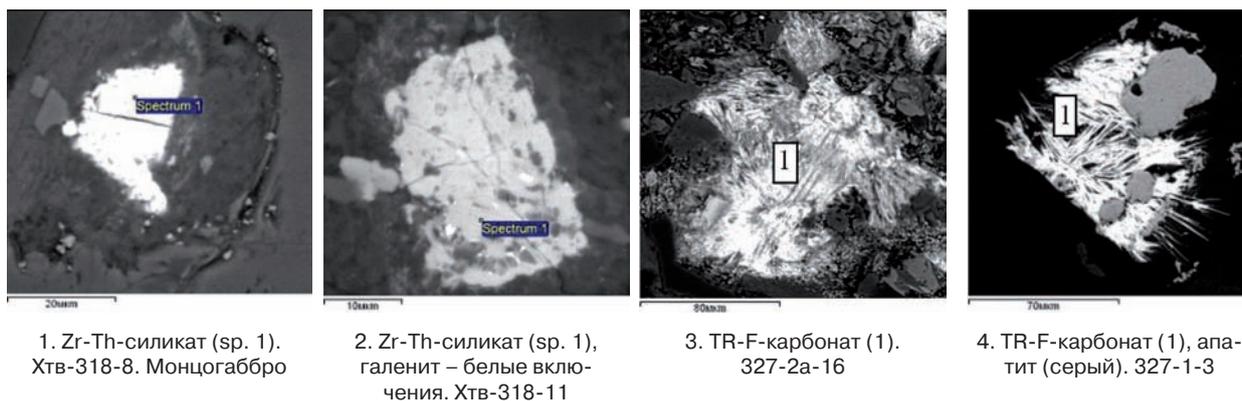


Рис. 7. Акцессорные минералы Zr, Th, TR в породах Хаутаваарского комплекса

Hf 4–9,3 ppm, Th 28,5–45,5 ppm, Rb 204–282 ppm). Концентрации Th и Zr в породах 2-й фазы контролируются появлением большего количества циркона, торита и Th-Zr-силикатов (см. рис. 7).

Транзитные и халькофильные элементы. Для монцогаббро и монцодиоритов ранней фазы характерно некоторое обогащение P_2O_5 (0,56–0,61 %), TiO_2 (0,73–1,03 %) и V (176–201 ppm), что связано с наличием в породах апатита и титанита. Монцогаббро и монцодиориты 1-й фазы содержат более высокие концентрации Cr (163–223 ppm), Ni (51–77 ppm), Co (18–30 ppm), Cu (18–118 ppm) относительно монцогранитов и граносиенитов (Cr до 19,6–51; Ni до 9,6–32,6; Co до 3,4–11, Cu 5,6–29 ppm) (см. табл. 1). Максимальное содержание Cr, Cu, Ni зафиксировано в монцодиоритах вблизи южного контакта Хаутаваарского массива. Это может быть обусловлено непосредственным обогащением этими элементами магматического источника (характерная особенность санукитоидов), а также контаминацией вмещающих пород (коматиитов и базальтов лоухиваарской свиты), которые они прорывают. Содержание Pb (15,2–52 ppm), As (до 7,3–34,5 ppm), Mo (1–4,4 ppm), W (0,78–6,04 ppm), Te и Bi низкое. Содержание Zn в породах 1-й фазы (43–156,5 ppm) обычно несколько выше, чем в кислых дифференциатах (21–40,35 ppm). Среди халькофильных элементов в некоторых анализах иногда наблюдаются отклонения от средних фоновых значений, что связано с появлением в породах сульфидов, особенно вблизи рудных зон. Даже самые незначительные колебания концентраций Pb, W, Te, Bi обычно бывают связаны с появлением рассеянной вкрапленности соответствующих минералов. Зоны штокверкового окварцевания и изменения гранитов выделяются аномальными концентрациями Mo, Cu, Bi, Te, Pb, Ag (см. ниже геохимию рудных зон).

Литохимические ореолы. Все установленные закономерности находят отражение в первичных литохимических ореолах. При этом состав пород массива вносит наиболее значительный вклад в формирование факторов-1–2: наблюдается значимая положительная корреляция между элементами Zr, Nb, La, Na, Ba, Ce. Рудогенные элементы формируют геохимические ореолы и четкие зависимости, группируясь в кластеры [Вихко, 2014]. Геохимический ореол элементов-спутников и повышенные концентрации золота совпадают с зонами штокверкового окварцевания в граносиенитах.

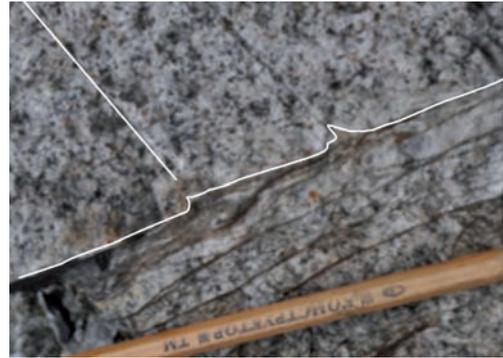
Рудная минерализация Хаутаваарского массива

Рудная минерализация в породах 1-й фазы. Бедная вкрапленная сульфидная минерализация в монцогаббро и монцодиоритах 1-й фазы Хаутаваарского массива представлена пиритом, пирротинном, халькопиритом в количестве 1–5 %, значительных скоплений сульфидов не обнаружено. В них иногда встречаются единичные выделения галенита, молибдошеелита, шеелита, реже отмечается скуттерудит (Co, Ni, Fe) As_3 . Содержание Mo в породах 1-й фазы не превышает ~1–4,36 ppm, W 0,5–3,1 ppm, Pb 15–66,5 ppm, Cu от фоновых концентраций (16 ppm) до 61–118 ppm. Содержание As в породах 1-й фазы (13,75–34,53 ppm) несколько выше, чем в гранитах. Галенит встречается в сростании с пиритом и цирконом, в котором он образует включения во внешних зонах кристаллов. Редкие арсениды выделяются в сростании с халькопиритом и секут пирит. Изменения пород сопровождаются образованием эпидота, хлорита и поздних минералов, таких как Zr-Th-силикаты, REE-F-карбонаты – бастнезит и паризит (см. рис. 7).

Рудная минерализация в породах 2-й фазы. С граносиенитами 2-й фазы



1. Au-S-кварцевая жила. Аз. пр. 70°



2. Незначительное смещение кварцевых прожилков по системе трещин с аз. 310°



3. Кварцевые прожилки, аз. пр. 70°



4. Кварцевые прожилки в зоне рассланцевания граносиенитов, аз. пр. 70°

Рис. 8. Главная кварцевая жила и деформации граносиенитов в ее ореоле, рудопроявление Центральное Хаутаваарское

в центральной и северной части массива связаны проявления штокверковой вкрапленно-прожилковой молибденитовой и Au-S-кварцевой минерализации – проявления Хаутаваарское молибденовое, Северное и Центральное Хаутаваарское золото-сульфидно-кварцевое. Для рудопоявлений молибденового Хаутаваарского и Центрального Хаутаваарского по данным работ В. В. Сиваева и А. Ф. Горошко (КГЭ) были подсчитаны прогнозные ресурсы: для молибденового – P_3 100 тыс. т (Mo 0,032 %), золоторудного – P_2 4,5 т (Au 0,03–20 г/т) [Минерально-сырьевая база..., 2005].

Рудопоявление Au-S-кварцевое Центральное Хаутаваарское находится в 2 км южнее ст. Хаутаваара. Золоторудная минерализация приурочена к кварцевому штокверку в северо-восточной части Хаутаваарского массива (см. рис. 1, 8).

На проявлении Центральном наиболее богатая золоторудная минерализация связана с пирит-кварцевой жилой и зонами рассланцевания и изменения в ее ореоле (см. рис. 8). Простирающие жилы СВ (65–70°), падение крутое СЗ (85°). Мощность основной жилы колеблется от 30 до 10 см, при длине 20 м, мощность прожилков – первые мм. На глубину она прослеживается

почти на 100 м (по данным бурения ООО «Онего-Золото»). Граниты в пределах рудопоявления в северо-восточном эндоконтакте массива катаклазированы, рассланцованы (аз. пр. 310°) и изменены, по этому же направлению происходит небольшое пликативное смещение кварцевых жил (см. рис. 8/2). Зоны СЗ рассланцевания и СВ брекчирования пород сопровождаются маломощными кварцевыми прожилками. Незначительные наблюдаемые перемещения отдельных фрагментов более крупных жил СВ простирающие позволяют рассматривать формирование рудоконтролирующих деформаций (300–310° и 65–70°) как близко-одновременное.

Метасоматические изменения гранитов (околожилные и в зонах рассланцевания). На контактах кварцевых жил в измененных гранитах развиваются тонкозернистый микроклин, биотит, серицит, эпидот; иногда встречаются хлорит, турмалин; серицит тяготеет к зальбандам жил, эпидот распространен шире. Акцессорные минералы представлены зональным, обычно раздробленным цирконом, апатитом, монацитом, реже встречаются более поздние минералы – паризит, барит. Изменения гранитов среднетемпературные эпидот-кварц-серицитовые. В кварцевых жилах, прожилках

Таблица 3. Содержание малых элементов (в ppm) в измененных гранитах вблизи Au-S-кварцевой жилы рудопроявления Центральное Хаутаваарское

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	Хтв-350/4	Хтв-350/5	Хтв-350/6	Хтв-350/7	Хтв-350/8	Хтв-350/3	Хтв-350/1	Хтв-350/9
Cu	29,28	354,8	45,93	21,54	293,2	33,89	17,96	18,56
Zn	39,92	12,15	15,82	2,80	5,65	10,17	39,36	32,46
As	<ПО	<ПО	30,23	30,26	14,36	<ПО	<ПО	<ПО
Rb	203,5	40,05	66,63	7,07	24,48	32,03	226,1	240,5
Sr	170,7	47,16	26,23	11,97	15,93	72,89	276	383,9
Y	15,32	2,22	1,06	0,26	0,42	2,75	19,94	21,68
Zr	375,5	58	63,59	6,67	12,98	40,51	319,2	316
Nb	17,62	2,67	3,04	0,34	1,19	1,56	16,14	15,71
Mo	<ПО	454,9	8,38	3,33	4,38	948,1	1,78	13,16
Ag	2,03	9,77	3,41	2,42	4,02	0,97	1,42	1,24
Sn	3,05	1,09	0,79	0,38	0,53	0,82	2,67	2,79
Sb	<ПО	0,19	0,25	0,01	0,13	<ПО	0,24	<ПО
Te	1,16	11,1	11,28	1,31	3,37	21,2	0,88	<ПО
W	5,81	1,18	1,69	0,40	0,94	1,63	2,06	3,86
Pb	52,53	425,7	264,1	131,9	124,2	53,17	21,81	23,25
Bi	2,62	38,32	95,6	13,08	50,58	37,85	0,24	0,26
Th	54,12	10,15	10,04	0,58	1,62	5,79	47,23	54,47
U	7,24	2,26	0,76	0,16	0,35	1,60	7,52	9,21
ΣREE	63,25	12,41	18,43	6,81	5,5	12,97	201,68	237,0

Примечание. 1 – рассланцованные серые граносиениты с кварцевыми прожилками, 2 – измененные граносиениты с сульфид-кварцевыми прожилками с вкрапленными молибденитом и халькопиритом, 3 – околожильные метасоматиты в зальбандах пирит-кварцевой жилы, 4 – пирит-кварцевая жила, 5 – зальбанды пирит-кварцевой жилы, 6 – измененные граносиениты с молибденитом, 7 – измененные граносиениты, 8 – граносиениты слабоизмененные.

Таблица 4. Химический состав сульфидов и ряда редких минералов, рудопроявление Центральное Хаутаваарское (мас. %)

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
S	55,71	37,56	14,25	39,35	16,58	6,48	16,21	14,47	16,81	15,94	16,61	11,24	12,0	
Fe	44,29	30,04												
Cu		32,40			3,95									
Pb			85,75		35,28	20,33	31,70	31,93	33,31	28,63	26,63			
Mo				60,65										
Te						26,87								39,05
Bi					44,19	46,32	39,95	40,83	39,09	43,60	48,67			
Ag							12,14	12,76	10,79	11,84	8,09	88,76	88,0	60,95
Σ	100	100	100	100	100	100	100	99,99	100	100	100	100	100	100
Обр.	CX-2 6-2	CX-1 10-1	ЦX-2 8-1	350-5 49	350-7 2-1	CX1 11-1	350-7 8-2	350-7 8-1	350-7 9-1	350-7 9-2	350-5 17-1	350- 8a-3	350- 8a-5	350-5 20-2

Примечание. Сульфиды: 1 – пирит, 2 – халькопирит, 3 – галенит, 4 – молибденит. Сульфосоли: 5 – виттит $Pb_5Bi_6S_{14}$, 6 – алексит $PbBi_2Te_2S_2$, 7–9 – ряд оурэйт (7–9) – эскимоит (10) – викингит (11), 12–13 – акантит Ag_2S , 14 – гессит Ag_2Te .

и их зальбандах содержание всех акцессориев снижается.

Геохимия рудных зон. В околорудной зоне наблюдается увеличение ряда рудогенных элементов относительно слабоизмененных граносиенитов (табл. 3); к ним относятся Mo, Pb, Cu, Te, Bi, Ag. Эти элементы сопровождают золоторудную минерализацию и, соответственно, являются индикаторами Au-оруденения. В зальбандах кварцевой жилы, а также в более мелких линзах и в ближайшем околожильном

ореоле содержание Mo увеличивается до 454–948 ppm, Pb до 132–426 ppm, Cu до 355, Te до 11–21, Bi до 38–96, Ag до 9,77 ppm (см. табл. 3). Содержание Au в рудном теле достигает 20–28 г/т, в зальбандах жилы – 0,02–0,2 г/т. Уровень Rb, Ba, Sr, Zr, Hf, Nb, Th, U и REE в околожильных метасоматитах резко снижается (см. табл. 3).

На удалении от кварцевой жилы в измененных гранитах их содержание близко к таковому в неизмененных гранитах. Концентрации этих

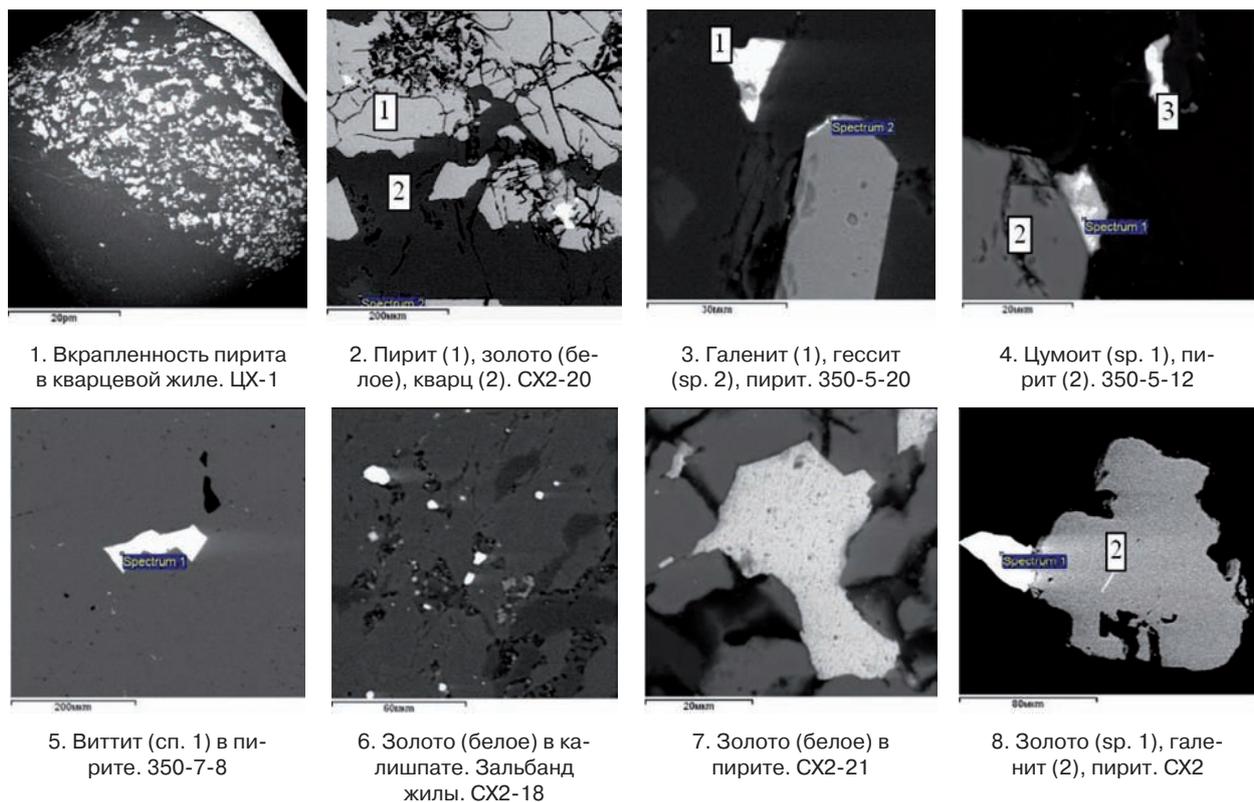


Рис. 9. Типоморфные ассоциации и морфология золота рудопроявления Центральное Хаутаваарское

Таблица 5. Химический состав золота рудопроявления Центральное Хаутаваарское (мас. %)

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ag	7,22	8,09	13,86	5,21	5,34	2,26	2,20	0,0	33,02	6,80	4,98	3,87	5,74	7,29	20,78
Au	92,78	93,91	86,14	94,79	94,66	90,59	97,8	100	66,98	93,20	95,02	96,13	94,26	92,71	79,22
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	СХ1-7	13-1	15-2	17-1	18-1	19-1	19-3	19-4	20-2	ЦХ1-21	СХ2-2	4-1	5-1	6-1	7-1

Окончание табл. 5

Эл.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Ag		6,43	7,6	5,56	21,81	1,85	3,80	2,31	13,04	12,29		9,75		2,67
Au	100	93,57	92,4	94,44	78,20	98,15	96,20	97,69	86,96	87,71	100	90,25	100	97,33
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	СХ-2-13-4	ЦХ2-6-1	18-1	24-1	350-5-10-1	38-1	350-5а-20	34-1	350-5-7-1	350-5-40-1	350_5-7-2	350_5-13-1	350-5b-4	350-7-30

Примечание. 1–8, 10–27 – золото, 9 – электрум.

Таблица 6. Химический состав Bi-Te-минералов – спутников золота, рудопроявление Центральное Хаутаваарское (мас. %)

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
S	6,29	4,55	5,70	4,80					1,71				
Te	34,48	35,81	34,71	34,75	48,77	48,16	36,87	34,58	35,29	36,89	36,6	39,42	
Bi	59,23	59,64	59,59	60,45	51,23	51,84	63,13	63,71	64,71	63,11	63,4	60,58	
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Обр.	350-5	350-5а	350-7	350-5									350-5а
Уч.	12-5	37-2	39	32-1	12-1	45-1	14-1	37-3	41-2	41-3	23-2	31	

Примечание. 1–4 – тетрадимит, 5–6 – теллурувисмутит, 7–12 – цумоит.

элементов, так же как и в гранитах, обеспечиваются присутствием монацита, REE-эпидота, торита, циркона, реже барита, паризита. Сумма REE в рудной (кварц-пиритовой) зоне снижается до 63,25–5,5 ppm относительно слабоизмененных гранитов (201–237 ppm, см. табл. 1, обр. 350/1, 350/9). В рудной зоне, в области штокверкового окварцевания, развития жил и прожилков, резко снижается содержание Th и U относительно средних концентраций в гранитах.

Рудная минерализация развита в зальбандах кварцевой жилы (преимущественно в северном контакте). Она представлена пиритом (до 10 %), золотом (гораздо <1 %), молибденитом (1–0,5 %), встречаются галенит, халькопирит, пирротин (в сумме менее 1 %), цумоит, шеелит, гессит (рис. 9; табл. 4, 5).

Пирит образует кубические кристаллы размером 1–2 мм. Он ассоциирует с кварцем, серицитом, иногда с эпидотом в зальбандах жилы (см. рис. 9/1–2). Пирит выделяется первым, в него по микротрещинкам и микропорам проникают включения-вростки чешуек молибденита, золото, галенит, халькопирит и реже другие минералы (Bi-Te, сульфосоли). Молибденит выделяется в виде самостоятельных кристаллов и в сростании с пиритом (рис. 10), реже ассоциирует с халькопиритом и галенитом, его количество увеличивается в зальбандах жилы. В измененных гранитах и зальбандах он образует мелкие изогнутые, иногда расщепленные на краях чешуйки и сечет пирит. Халькопирит встречается в незначительном количестве в зальбандах кварцевой жилы в измененных гранитах, иногда ассоциирует с золотом и галенитом. Реже он образует микровключения в пирите. Галенит выделяется в микротрещинах и микропорах в пирите. Он образует микронные зерна совместно с золотом и гесситом, а также в зальбандах кварцевой жилы

с халькопиритом (см. рис. 9/3, 8). Галенит наиболее близок по времени образования к золоту.

Висмутотеллуриды и сульфосоли встречаются в зальбандах жилы в единичных мельчайших зернах в измененных граносиенитах в ассоциации с халькопиритом, галенитом, реже в пирите с золотом. Висмутотеллуриды представлены тетрадимитом ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), теллуrowисмутитом (Bi_2Te_3), цумоитом (BiTe) (табл. 6). Они ассоциируют с галенитом, Ag-Pb-Bi-сульфосолями, акантитом (Ag_2S), гесситом (Ag_2Te) (см. рис. 9/3).

Золото выделяется в виде мелких зерен, чешуек и реже кристаллов размером от 1–10 мкм до 0,03–0,2 мм в пирите, кварце, реже в силикатах – калишпате и сериците в зальбандах кварцевой жилы (см. рис. 9/2, 6–8). Максимальная концентрация золота тяготеет к висмящему контакту основной жилы с пиритовой минерализацией. Его спутником является галенит. Золото содержит до 33 % Ag, однако наиболее распространено золото с содержанием Ag до 10 %, то есть ~85 % от общего количества ($n=75$) проанализированных проб. Реже встречается электрум (см. табл. 5).

На участке *Северном Хаутаваарском* (см. рис. 1) изменения граносиенитов проявились в интенсивном рассланцевании, сопровождаемом увеличением количества эпидота, серицита, кварца, в том числе тонкопрожилковом окварцевании. Зона рассланцевания имеет простирание СЗ 310°, ее мощность достигает 10 м. Мощность кварцевых прожилков ~0,1–1 см. Во внешнем ореоле в менее интенсивно преобразованных граносиенитах изменения представлены биотитом, альбитом, эпидотом, серицитом, кварцем, сопровождаются вкрапленными сульфидами. Рудная минерализация Северного Хаутаваарского проявления представлена молибденитом, пиритом, реже встре-

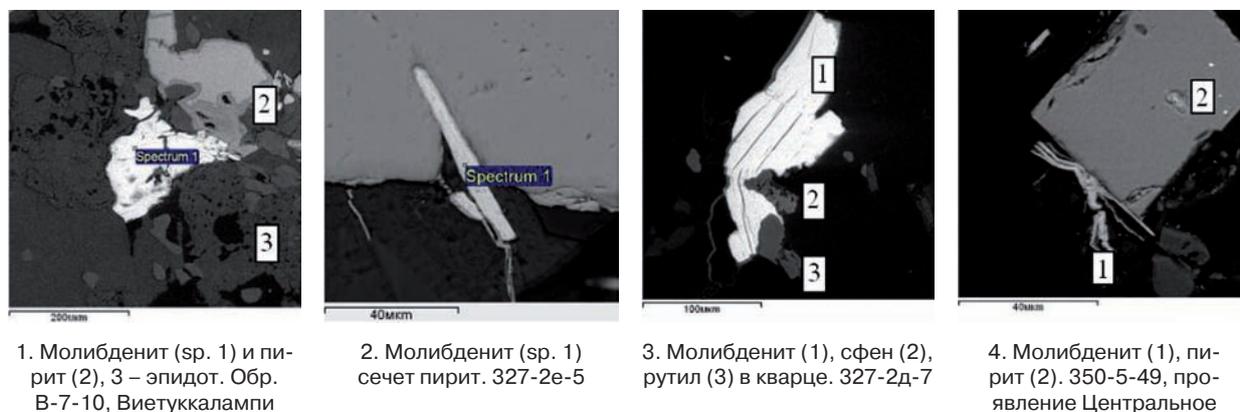


Рис. 10. Молибденитовая минерализация в измененных граносиенитах Хаутаваарского массива: 1 – восточный берег оз. Виетуккалампи, 2–3 – Северное Хаутаваарское, 4 – Центральное Хаутаваарское

чаются пирротин, галенит, шеелит, цумоит (BiTe), гессит (Ag₂Te).

Хаутаваарское молибденовое проявление (см. рис. 1), известное с 50-х годов прошлого столетия, находится в 3,5 км ЮВ от ст. Хаутаваара. Оно приурочено к монцогранитам и представлено вкрапленной молибденитовой минерализацией с содержанием Mo 0,004–0,032 % [Сиваев, Горошко, 1988].

На проявлениях Центральном и Северном Хаутаваарском тонковкрапленная молибденитовая минерализация встречается в рассланцованных граносиенитах с кварцевыми прожилками в зальбандах жил, на восточном берегу оз. Виетуккалампи – в мелкочешуйчатой форме (рис. 10). Молибденит формирует изогнутые пластинчатые кристаллы и их скопления (размером до 200 мкм). Иногда он сечет пирит и заполняет микропоры в нем. Содержание Mo в околорудно-измененных породах вблизи золото-кварцевой жилы достигает 450–950 ppm.

Заключение

В строении Хаутаваарского санукитоидного массива участвуют две фазы, он дифференцирован от монцогаббро-монцодиоритов до граносиенитов и монцогранитов. Среди пород 1-й фазы впервые выделены основные дифференциаты – монцогаббро. Кровля массива погружается в западном направлении, и в зоне западного эндоконтакта развиты многочисленные розовые и красные жилы и дайки кислых пород.

Среди пород 2-й фазы умереннощелочные «розовые граниты» относятся к монцогранитам, «серые граниты» – к граносиенитам. Граносиениты развиты в СВ части массива. Породы обогащены Ba, Sr и имеют повышенную щелочность и магнезиальность. Спектры распределения REE в породах хаутаваарского комплекса характерны для пород санукитоидных серий. Они близки в породах 1-й и 2-й фаз и дифференцированы: преобладают легкие REE, с увеличением содержания SiO₂ концентрация REE снижается. Внедрившиеся породы оказали воздействие на вмещающие толщи, а в зонах катаклаза, рассланцевания и штокверкового окварцевания сами испытывают среднетемпературные преобразования, представленные ассоциацией эпидота, серицита, кварца, на удалении – мелкочешуйчатым биотитом. К штокверковым зонам в СВ части массива приурочены основные проявления – молибденовое (Северное Хаутаваарское) и золото-сульфидно-кварцевое (Центральное Хаутаваарское). В пределах рудопроявлений

граносиениты катаклазированы и рассланцованы, доминирующие направления в системе трещин имеют аз. пр. 310° и 70°.

Au-S-кварцевое оруденение проявления Центральное приурочено к серым граносиенитам СВ части массива, зальбандам кварцевой жилы, молибденит распространен несколько шире. Кварцевые штокверки выделяются также по снижению концентраций радиогенных элементов Th и U. Золото тонко- и мелкозернистое, имеет высокую пробу. Высокопробное золото (990–900) составляет ~85 % проб. Его спутниками являются галенит, халькопирит, в зальбандах жилы встречаются молибденит, халькопирит, редко единичные зерна Ag-Pb-Bi-сульфосолей, гессит и акантит. Молибденитовая минерализация фиксируется во внешнем ореоле золото-сульфидной кварцевой жильной зоны, тогда как галенит занимает ту же позицию, что и золото. Соответственно, более низкотемпературная полиметаллическая ассоциация более благоприятна для нахождения золота, что следует учитывать при поисковых работах, а появление повышенных концентраций молибденита фиксирует внешний ореол рудных штокверков. Содержание золота в основной жиле достигает 20–28 г/т (по данным ООО «Онего-Золото»). Закономерности, устанавливаемые по минеральным ассоциациям умереннощелочных гранитов, руд и околорудных метасоматитов, отчетливо отражаются в первичных литохимических ореолах и могут служить поисковыми признаками на массивах подобного типа в зеленокаменных поясах центральной Карелии.

Литература

Вихко А. С. Первичные литохимические ореолы золото-сульфидно-кварцевого проявления Центральное (Хаутаваарская структура, Карелия) // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: материалы XXV Молодежной конф., посвященной 100-летию чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца. СПб. 2014. С. 30–36.

Горошко А. Ф. Вопросы геологии и металлогении южной части Карельского геоблока (на примере Хаутаваарской гранит-зеленокаменной структуры) // Геология Северо-Запада Российской Федерации. СПб., 1993. С. 171–192.

Горошко А. Ф. Отчет о результатах поисково-картировочных работ на золото в центральной и южной частях Хаутаваарско-Ведлозерской зеленокаменной структуры, проведенных в 1990–1995 гг. (Нялмо-Шуйский объект). 1995. Фонды ТФГИ.

Дягтерев Н. К., Гриневич Н. Г. Информационный отчет о результатах геолого-разведочных работ, проведенных на «Хаутаваарской площади» в 2008 году. ТГФ. Петрозаводск, 2008.

Егорова Ю. С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники: дис. ... канд. геол.-минер. наук. 2014. 208 с.

Иваников В. В. Архейские сиениты и монцитоны Карелии // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 1, № 7. С. 11–21.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. 222 с.

Кулешевич Л. В., Слюсарев В. Д., Лавров М. М. Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 12–25.

Лобач-Жученко С. Б., Роллинсон Х., Чекулаев В. П., Гусева Н. С., Арестова Н. А., Коваленко А. В. Геология и петрология архейского высококалийного и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. Т. 15, № 5. С. 493–523.

Матреничев В. А., Сергеев С. А., Левченков О. Д., Яковлева С. З. Возраст дацитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры (Центральная Карелия) // Изв. АН. Сер. геол. 1990. № 8. С. 131–133.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.

Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А., Сергеев С. А., Яковлева С. З., Гороховский О. А. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 3. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Робонен В. И., Рыбаков С. И., Ручкин Г. В. и др. Серноколчеданные месторождения Карелии. Л.: Наука, 1978. 192 с.

Рыбаков С. И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1980. 135 с.

Рыбаков С. И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 269 с.

Рогальский В. В., Дягтерев Н. К., Гриневич Н. Г. и др. Геологический отчет по результатам поисков месторождений рудного золота на Хаутаваарской площади (1 этап, 2007–2009 гг). 2009. Фонды ТГФ.

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1988. 148 с.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан–континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 229 с.

Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2009. 115 с.

Светов С. А., Хухма Х. Геохимия и Sm-Nd систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 2. С. 261–263.

Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1989. 24 с.

Сиваев В. В., Горошко А. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые Улягского массива гранитов рапакиви и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50000 и среднемасштабного геологического картирования, проведенных Ведлозерской партией в 1983–1988 гг. в Южной Карелии. Петрозаводск, 1988. Фонды ТГФ. Инв. № 228–1.

Слюсарев В. Д., Кулешевич Л. В., Лавров М. М. Благороднометалльная минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) // Минералогия, петрология и минералогия докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. С. 112–116.

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1992. 190 с.

Тугаринов А. И., Бибикина Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.

Bibikova E., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 129–145.

Lobach-Zhuchenko S. B., Cherkulaev V. P., Ivanikov V. V. et al. Late archaic high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres as indicators of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia // Ore-Bearing granites of Russia and adjacent countries. M., 2000. P. 193–211.

Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Cherkulaev V. P. et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. 79. 107–128.

Sun S., Mc Donough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. Magmatism in the ocean basins. Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Поступила в редакцию 19.12.2014

References

Goroshko A. F. Voprosy geologii i metallogenii yuzhnoi chasti Karel'skogo geobloka (na primere Khautavaarskoi granit-zelenokamennoi struktury) [Problems of geology and metallogeny of the southern Karelian

geoblock (example of the Hautavaara granite-greenstone structure)]. Geologiya Severo-Zapada Rossiiskoi Federatsii [Geology of the northwestern Russian Federation]. St. Petersburg, 1993. P. 171–192.

Goroshko A. F. Otchet o rezul'tatakh poiskovo-kartirovochnykh rabot na zoloto v tsentral'noi i yuzhnoi chastyakh Khautavaarsko-Vedlozerskoi zelenokamennoi struktury, provedennykh v 1990–1995 gg. (Nyalmo-Shuiskii ob'ekt) [Report on the results of 1990–1995 gold prospecting and mapping in the central and southern Hautavaara-Vedlozero greenstone structure (Nyalmo-Shuya locality)]. 1995. TFGI Archives.

Dyagterev N. K., Grinevich N. G. Informatsionnyi otchet o rezul'tatakh geologorazvedochnykh rabot, provedennykh na "Khautavaarskoi ploshchadi" v 2008 godu [Report on the results of the geological prospecting of the Hautavaara area in 2008]. TGF. Petrozavodsk, 2008.

Egorova Yu. S. Sanukitoidy Fenno-Karel'skoi provintsiy Baltiiskogo shchita: geologiya, sostav, istochniki [Sanukitoids of Fenno-Karelian province of the Baltic shield: geology, composition, sources]: dis. ... kand. geol.-min. nauk [Ph. D. thesis, geol.-min.]. 2014. 208 p.

Ivanikov V. V. Arkheiskie sienity i montsonity Karelii [Archean syenites and monzonites of Karelia]. *Vestnik SPbGU. Ser. 7 [Herald of St. Petersburg University]*. Iss. 1, No 7. 1997. P. 11–21.

Kozhevnikov V. N. Arkheiskie zelenokamennye poyasa Karel'skogo kratona kak akkretsiionnye orogeny [Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretionary orogens]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2000. 222 p.

Kuleshevich L. V., Slyusarev V. D., Lavrov M. M. Blagorodnometall'naya mineralizatsiya Khautavaaro-Vedlozerskoi ploshchadi [Noble-metal mineralization of the Hautavaara-Vedlozero prospect]. Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2009. P. 12–25.

Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson Kh., Chekulaev V. P., Guseva N. S., Arestova N. A., Kovalenko A. V. Geologiya i petrologiya arkheiskogo vysokokalievogo i vysokomagnezial'nogo Panozerskogo massiva Tsentral'noi Karelii [Geology and petrology of the archaean high-K and high-Mg Panozero massif, Central Karelia]. *Petrologiya*. 2007. Vol. 15, No 5. P. 493–523.

Matrenichev V. A., Sergeev S. A., Levchenkov O. D., Yakovleva S. Z. Vozrast datsitov Khautavaarskoi zelenokamennoi struktury (Tsentral'naya Kareliya) [Age of the dacites from the Hautavaara greenstone structure (Central Karelia)]. *Izv. AN. Ser. geol. [Proc. AS. Ser. geol.]*. 1990. No 8. P. 131–133.

Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya [Mineral raw materials base of the Republic of Karelia]. Petrozavodsk: Kareliya Publ., 2005. 280 p.

Ovchinnikova G. V., Matrenichev V. A., Levchenkov O. A., Sergeev S. A., Yakovleva S. Z., Gorokhovskii O. A. U-Pb i Pb-Pb izotopnye issledovaniya kislykh vulkanitov Khautavaarskoi zelenokamennoi struktury, Tsentral'naya Kareliya [U-Pb and Pb-Pb isotope studies on acid volcanites from the Hautavaara greenstone structure, Central Karelia]. *Petrologiya*. 1994. Vol. 2, No 3. P. 266–281.

Petrograficheskii kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya [Petrographic Code of Russia. Igneous, metamorphic, metasomatic and impact rocks]. 3rd edition. St. Petersburg: VSEGEI. 2009. 200 p.

Robonen V. I., Rybakov S. I., Ruchkin G. V. et al. Ser-nokolchedannye mestorozhdeniya Karelii [Pyrite deposits of Karelia]. Leningrad: Nauka Publ., 1978. 192 p.

Rogal'skii V. V., Dyagterev N. K., Grinevich N. G. et al. Geologicheskii otchet po rezul'tatam poiskov mestorozhdenii rudnogo zolota na Khautavaarskoi ploshchadi (1 etap, 2007–2009 gg.) [Geological report on the results of the prospecting of ore gold deposits in the Hautavaara area (Stage I, 2007–2009)]. 2009. TGF Archives.

Rybakov S. I. Metamorfizm osadochno-vulkanogenykh formatsii rannego dokembriya Karelii [Metamorphism of Early Precambrian sedimentary-volcanic formations in Karelia]. Petrozavodsk: Kareliya Publ., 1980. 135 p.

Rybakov S. I. Kolchedannoe rudoobrazovanie v rannem dokembrii Baltiiskogo shchita [Pyrite ore formation in the Early Precambrian of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka Publ., 1987. 269 p.

Sergeev S. A. Geologiya i izotopnaya geokhronologiya granit-zelenokamennykh kompleksov arkheya Tsentral'noi i Yugo-Vostochnoi Karelii [Geology and isotope geochronology of Archean granite-greenstone complexes in central and southeastern Karelia]: avtoref. diss. ... kand. geol.-min. nauk [Ph. D. thesis, geol.-min., abstract]. 1989. 24 p.

Sivaev V. V., Goroshko A. F. Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye Ulyalegskogo massiva granitov rapakivi i ego obramleniya. Otchet o rezul'tatakh gruppovoi geologicheskoi s'emki masshtaba 1: 50000 i srednemashtabnogo geologicheskogo kartirovaniya, provedennykh Vedlozerskoi partiei v 1983–1988 gg. v Yuzhnoi Karelii [Geological structure and mineral resources of the Ulyalelsky rapakivi granite massif and its margin. Report on the results of 1: 50000 scale group geological survey and medium-scale geological mapping conducted by the Vedlozero Team in 1983–1988 in South Karelia]. Petrozavodsk, 1988. TGF Archives. No 228–1.

Slyusarev V. D., Kuleshevich L. V., Lavrov M. M. Blagorodnometall'naya mineralizatsiya v gabbroidnom massive raiona oz. Vietukkalampi (Khautavaarskaya struktura) [Noble-metal mineralization in the gabbroid massif, Lake Vietukkalampi area (Hautavaara structure)]. Mineralogiya, petrologiya i minerageniya dokembriiskikh kompleksov Karelii [Mineralogy, petrology and minerageny of Precambrian complexes in Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2007. P. 112–116.

Stratigrafiya dokembriya Karelii. Opornye razrezy verkhnearkheiskikh otlozhenii [Precambrian stratigraphy of Karelia. Reference section of Upper Archean deposits]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1992. 190 p.

Svetova A. I. Arkheiskii vulkanizm Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo poyasa Tsentral'noi Karelii [Archean volcanism in the Vedlozero-Segozero greenstone belt, Central Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1988. 148 p.

Svetov S. A. Magmaticheskie sistemy zony perekhoda okean-kontinent v arkhee vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Magmatic systems in the ocean-continent transition zone in the Archean of the eastern Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. 229 p.

Svetov S. A. Drevneishie adakity Fennoskandinavskogo shchita [The oldest adakites of the Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk.: KarRC of RAS, 2009. 115 p.

Svetov S. A., Khukhma Kh. Geokhimiya i Sm-Nd sistematika arkhaiskikh komatiit-toleitovykh assotsiatsii Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo poyasa (Tsentral'naya Kareliya) [Geochemistry and Sm-Nd systematics of the Archean komatiitic-tholeiitic associations of the Vedlozero-Segozero greenstone belt (Central Karelia)]. *Dokl. RAN [Proc. RAS]*. 1999. Vol. 369, No 2. P. 261–263.

Tugarinov A. I., Bibikova E. V. Geokhronologiya Baltiiskogo shchita po dannym tsirkonometrii [Geochronology of the Baltic Shield: evidence from zirconometry]. Moscow: Nauka Publ., 1980. 130 p.

Vikhko A. S. Pervichnye litokhimicheskie oreoly zoloto-sul'fidno-kvartsevogo proyavleniya Tsentral'noe (Khautavaarskaya struktura, Kareliya) [Primary lithochemical aureoles of Tsentralnoye gold-sulphide-quartz occurrence, Hautavaara structure, Karelia]. Aktual'nye problemy geologii dokembriya, geofiziki i geoekologii: materialy XXV Molodezhnoi konf., posvyashchenoi 100-letiyu chl.-korr. AN SSSR K. O. Krattsa [Actual problems in Precambrian geology, geophysics and geoecology. Proceedings of the 25th Youth Conference on

the 100th anniversary of Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences, K. O. Kratz]. St. Petersburg. 2014. P. 30–36.

Bibikova E., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons. *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 129–145.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Ivanikov V. V., Kovalenko A. V., Bogomolov E. S. Late archaic high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres as indicators of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia. Ore-Bearing granites of Russia and adjacent countries. Moscow, 2000. P. 193–211.

Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P. et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos*. 2005. 79. P. 107–128.

Sun S., Mc Donough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ. Magmatism in the ocean basins*. Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Received December 19, 2014

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Дмитриева Антонина Васильевна

младший научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: dmitrieva-a-v@yandex.ru

Кулешевич Людмила Владимировна

ведущий научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: kuleshev@krc.karelia.ru

Вихко Александр Сергеевич

аспирант
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
геолог
ООО «Онего-Золото»
ул. Ф. Энгельса, 10, оф. 507, Петрозаводск,
Республика Карелия, Россия, 185035
эл. почта: alex-vihko@yandex.ru

CONTRIBUTORS:

Dmitrieva, Antonina

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: dmitrieva-a-v@yandex.ru

Kuleshevich, Lyudmila

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

Vikhko, Alexandr

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
«Onego-Zoloto»
10 F. Engels St., of. 507, 185035 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: alex-vihko@yandex.ru

УДК 553.9 (470.22)

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД МАКСОВСКОЙ ЗАЛЕЖИ

Р. В. Садовничий, А. А. Михайлина, Н. Н. Рожкова, И. С. Инина

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Представлены результаты изучения структурных параметров нескольких морфологических разновидностей кварца палеопротерозойских (2,1–1,9 млрд лет) шунгитовых пород Максовской залежи Зажогинского месторождения (Онежская структура, Карельский кратон) в сравнении с эталонными образцами кварца хемогенного, гидротермального и пегматитового генезиса. Методом рентгеноструктурного анализа были определены значения параметров кристаллической решетки, области когерентного рассеяния, индекса кристалличности и степени совершенства кристаллического строения для всех разновидностей и эталонов кварца. Сравнение полученных значений структурных параметров позволило разделить все изученные образцы кварца различной морфологии на две группы. Структурные параметры первой группы кварца шунгитовых пород близки к аналогичным значениям для хемогенного кварца, второй группы – к параметрам кварца гидротермального и пегматитового генезиса. Все изученные образцы кварца шунгитовых пород представлены хорошо раскристаллизованным наноразмерным α -кварцем.

Применение методов термического анализа и спектроскопии комбинационного рассеяния позволило обнаружить шунгитовый углерод во всех образцах кварца. Зафиксированные различия в температуре выгорания углерода, входящего в состав различных образцов кварца, позволяют сделать вывод, что для каждой морфологической разновидности кварца характерен углерод с определенной вторичной структурой и степенью активности.

Показано влияние концентрации углерода в образцах на спектральные свойства кварца, что отражается в спектрах комбинационного рассеяния. Полученные близкие значения параметров кристаллического строения кварца различных типов шунгитовых пород могут быть обусловлены влиянием на рост кристаллов кварца наноструктурированного шунгитового углерода. Проведенные исследования свидетельствуют о том, что кварц, подобно углероду, является важной составляющей шунгитовых пород, определяющей основные физико-химические и технологические свойства пород Максовской залежи, и может рассматриваться как нетрадиционный вид минерального сырья.

Ключевые слова: шунгитовые породы; Карельский кратон; палеопротерозой; кварц; параметры элементарной ячейки; наноразмерные кристаллиты; Рамановская спектроскопия; термический анализ.

R. V. Sadovnichii, A. A. Mikhaylina, N. N. Rozhkova, I. S. Inina. THE MORPHOLOGICAL AND STRUCTURAL FEATURES OF QUARTZ OF SHUNGITE ROCKS OF MAKSOVO DEPOSIT

The results of the study of the structural parameters of several morphological varieties of Palaeoproterozoic (2,1–1,9 Ga) shungite rock quartz from the Maksovo deposit of

Zazhoginsky field (the Onega structure, Karelian craton), compared with standard quartz samples of chemically precipitated, hydrothermal and pegmatite genesis, are reported. The parameter values of the crystalline lattice, the coherent scatter region and the crystallinity index and the degree of perfection of crystalline structure were estimated for all quartz varieties by X-ray structural analysis. The structural parameter values obtained were compared to divide all the morphologically different quartz samples analyzed into two groups. The structural parameters of shungite rock quartz of group I were found to be similar to those of chemically precipitated quartz, while those of group II to hydrothermal and pegmatite quartz. All of the shungite rock quartz samples analyzed are represented by well-crystallized nanosized α -quartz.

Shungite carbon was revealed in all quartz samples by thermal analysis and combined scattering spectroscopy methods. Differences in the burning-out temperature of the carbon, which is part of various quartz samples, have led us to conclude that carbon with a certain secondary structure and degree of activity is characteristic of each morphological quartz variety.

The effect of carbon concentration in the samples on the spectral properties of quartz, reflected in combined scattering spectra, is shown. The similar crystalline structure values of quartz from various shungite rock types could be due to the effect of nanostructured shungite carbon on the growth of quartz crystals. Our study has shown that quartz, like carbon, is an important constituent of shungite rocks responsible for the basic physicochemical and technological properties of Maksovo rocks, and could be regarded as an untraditional type of mineral product.

Key words: shungite rocks; Karelian craton; Palaeoproterozoic; quartz; unit cell parameters; nano-sized crystallites; Raman spectroscopy; thermal analysis.

Введение

Шунгитовыми называют большую группу докембрийских (~2 млрд лет) углеродсодержащих горных пород Карелии [Шунгиты..., 1975], представляющих собой природные композиционные материалы, специфические свойства которых обусловлены структурой и свойствами шунгитового углерода и сложным минеральным составом [Калинин, Ковалевский, 2014]. Наиболее широкое площадное распространение шунгитовые породы имеют в районе северной части Онежского озера (Онежская структура), где они приурочены к образованиям людиковийского и калевийского надгоризонтов (палеопротерозой) [Шунгиты..., 1975; Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. Шунгитовые породы разнообразны по форме проявлений, времени формирования, генезису, вещественному составу и другим признакам [Борисов, 1956; Шунгиты..., 1975; Геология..., 1982; Органическое вещество..., 1994; Филиппов, 2002; Калинин и др., 2008; Ковалевский, 2009]. Одной из наиболее простых классификаций шунгитовых пород, основанной на разделении их по содержанию углерода, является классификация П. А. Борисова [1956], согласно которой шунгитовые породы делятся на пять групп: шунгит I (содержание углерода 98 %), шунгит II (60 %), шунгит III (35 %), шунгит IV (20 %) и шунгит V (5–10 %).

Шунгитовые породы Карелии уникальны в первую очередь за счет того, что в них содержится шунгитовое древнее метаморфизованное вещество, состоящее из углерода (>95 %), водорода (~1 %), азота (~0,75 %), серы (~0,3 %) и кислорода (до 1,5 %). Шунгитовый углерод характеризуется многоуровневой фрактальной структурой, образовавшейся в результате последовательной агрегации графеновых фрагментов (~1 нм). Турбостратные стопки (~1,5–2,5 нм) и глобулярная композиция стопок со средним линейным размером ~6 нм определяют вторичные и третичные уровни структуры. Агрегаты глобул размером в десятки нанометров завершают структуру. Наноразмерная графеноподобная структура шунгитового углерода позволяет рассматривать шунгитовые породы в качестве перспективного сырья для нанотехнологий [Рожкова, 2011; Sheka, Rozhkova, 2014; Razbirin et al., 2014].

Минеральная составляющая шунгитовых пород представлена главным образом кварцем, карбонатами, слюдами, полевыми шпатами и сульфидами [Геология..., 1982; Филиппов и др., 1995]. Одним из основных петрогенных компонентов минеральной составляющей шунгитовых пород различных групп является кремнезем, входящий в состав кварца и сложных силикатов [Шунгиты..., 1975, Филиппов и др., 1998]. При этом информация о составе и структурных особенностях кварца крайне ограничена даже для широко используемых

высокоуглеродистых шунгитовых пород Зажогинского месторождения, в которых кварц составляет основу минеральной компоненты [Шунгиты..., 1984; Органическое вещество..., 1994].

Зажогинское месторождение высокоуглеродистых шунгитовых пород, расположенное в Медвежьегорском районе Республики Карелия, является частью Толвуйской синклинали второго порядка, осложненной складками более высоких порядков [Органическое вещество..., 1994]. Породы месторождения входят в состав верхней подсвиты заонежской свиты людиковийского надгоризонта, в которой выделяют три пачки, из них первые две являются крупными циклами массового накопления органического вещества [Шунгиты..., 1975; Филиппов, 2002]. Шунгитовые породы Зажогинского месторождения относятся ко II, III и IV разновидностям по классификации П. А. Борисова. Вмещающими породами являются пепловые и хемогенные (альбит-кремнистые и карбонатные) туфы, лидиты, доломиты, алевролиты и долериты [Михайлов, Леонтьев, 2006].

В состав месторождения входят двенадцать залежей [Михайлов, Леонтьев, 2006], в том числе Максовская. В плане Максовская залежь имеет эллипсоидальную форму размером 500 на 700 м, а в разрезе представляет собой антиклинальную куполообразную структуру, имеющую максимальную мощность 120 м. Залежь постепенно выклинивается на юге, западе и севере, а на востоке смыкается с Калейской. Стратиграфически залежь относится к шестому горизонту второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты людиковийского надгоризонта [Филиппов, 2002]. В центральной части залежи разведочными работами была вскрыта интрузия долеритов; в северной части развит купол карбонатно-биотитовых метасоматитов и окремненных туфов, там же встречаются прослои лидитов. Текстура шунгитовых пород Максовской залежи является массивной, слоистой, прожилковой или брекчиевой [Атлас..., 2006]. Распределение шунгитовых пород с различной текстурой имеет сложный характер, но в целом определяется тенденция увеличения степени брекчированности пород при движении к кровле и центру залежи [Фирсова, Шатский, 1988]. Породы с наиболее ярко выраженной массивной текстурой больше всего развиты в нижних частях залежи. Слоистые породы развиты на флангах структуры и на Максовской залежи представлены в меньшей степени, чем другие разновидности. Химический состав шунгитовых пород непостоянен, содержание углерода

варьирует в пределах 21–40 вес. %, при этом основным компонентом пород является SiO_2 – 25–65 вес. % [Органическое вещество..., 1994]. Таким образом, шунгитовые породы Максовской залежи обладают кремнистой минеральной основой, лишь в ее приподошвенных частях встречаются породы, в которых существенна доля карбонатов [Там же].

Изучение шунгитовых пород Максовской залежи методом рентгенофазового анализа подтвердило, что основным минералом в них является кварц, различающийся по морфологии выделений [Садовничий, Рожкова, 2014]. При исследовании шунгитовых пород с содержанием углерода 3,5; 30 и 98 вес. % методом малоуглового рентгеновского рассеяния (МУРР) были получены схожие структурные характеристики входящего в их состав кварца, а именно – близкий размер кристаллитов (~60 нм) и наличие структуры с фрактальной поверхностью, что отличает кварц шунгитовых пород от кварцитового кварца. Аналогичные разветвленные структуры могут быть получены из коллоидных суспензий, в процессе твердения которых сохраняются структуры исходного коллоида [Кривандин и др., 2000].

Широкая распространенность кварца, его чувствительность к изменению условий кристаллизации позволяют использовать данный минерал при решении проблем генезиса пород [Светова и др., 2012]. В то же время изучение особенностей взаимодействия кварца и углерода в шунгитовых породах важно для определения новых подходов к оценке качества шунгитового сырья, а также поиска и разработки новых, высокотехнологичных направлений его использования. В связи с этим целью настоящей работы стало изучение особенностей состава, структуры и свойств кварца шунгитовых пород Максовской залежи Зажогинского месторождения.

Разновидности кварца шунгитовых пород

Изучение образцов шунгитовых пород Максовской залежи методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) [Садовничий, Рожкова, 2014] позволило выделить в них несколько морфологических разновидностей кварца.

1. Кварц, входящий в состав шунгитовых пород массивной текстуры (рис. 1, а) и в состав обломочной части пород прожилковой и брекчиевой текстуры. Данный кварц является частью углерод-кварцевого агрегата, представляющего собой достаточно однородный комплекс, состоящий в основном из шунгитового углерода и кварца (рис. 1, б) (все

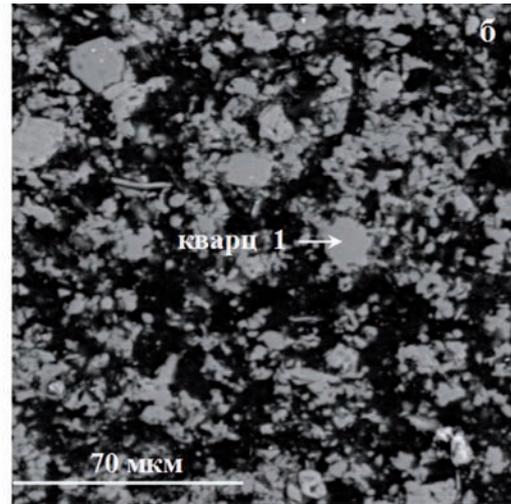
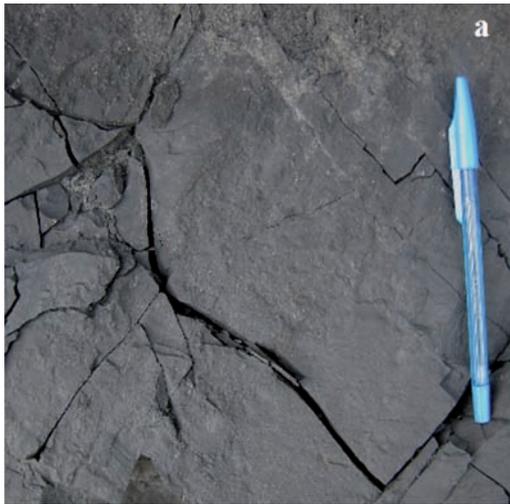


Рис. 1. Шунгитовые породы массивной текстуры; здесь и на рис. 2, 3: а – скол породы, б – электронно-микроскопическое изображение (BSE-детектор)

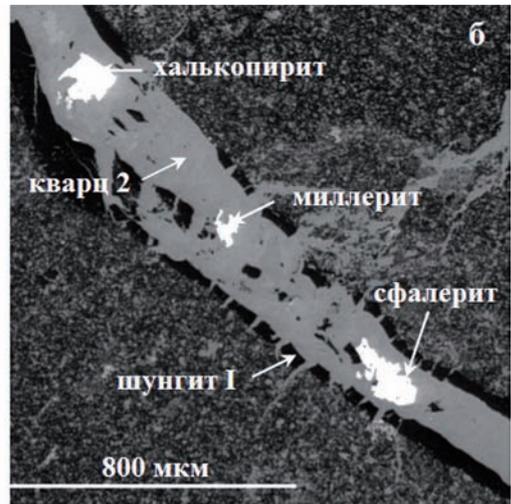


Рис. 2. Шунгитовые породы прожилковой текстуры

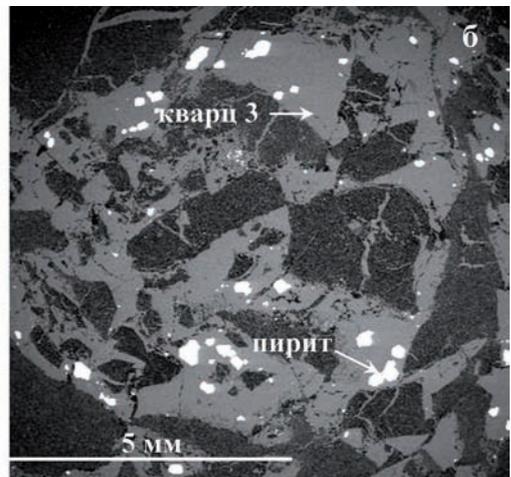
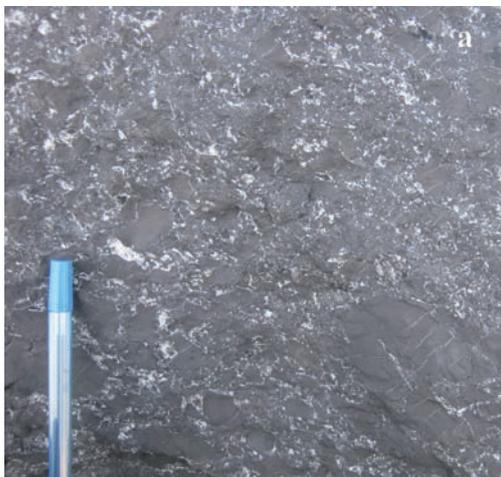


Рис. 3. Шунгитовые породы брекчиевой текстуры

электронно-микроскопические изображения получены при помощи детектора отраженных электронов (BSE)). Зерна кварца ксеноморфны, границы и углы закруглены; размер варьирует от нескольких десятков мкм и ниже. Шунгитовый углерод равномерно распределен между зернами кварца. Содержание углерода в данном минеральном агрегате изменяется в широких пределах. Вследствие данных факторов визуально кварц первой морфологической разновидности не определяется. Диагностика и изучение его морфологии возможны лишь при использовании электронной микроскопии.

2. Кварц из различных по морфологии прожилков, секущих шунгитовые породы. Прожилки имеют сложный и прерывистый характер распространения; протяженность варьирует от нескольких см до первых метров. Мощность прожилков колеблется от долей мм до нескольких см (рис. 2, а); в редких случаях в породах залежи наблюдаются отдельные протяженные жилы мощностью до 15 см, от которых отходят многочисленные менее мощные ответвления. Система прожилков обычно полигональная или субпараллельная; также встречаются комбинации различных по форме и мощности прожилков. Сложены в основном параллельно-шестоватыми агрегатами кварца и серицита; в меньшей степени представлены пирит, сфалерит, миллерит, рутил и другие минералы, а также шунгит I [Борисов, 1956] (рис. 2, б). В крупных жилах присутствуют обломки вмещающей породы.

3. Кварц, входящий в состав цементной составляющей шунгитовых брекчий (рис. 3, а). В брекчированных шунгитовых породах обломки, состоящие из углерод-кварцевого агрегата, аналогичного тому, что слагает шунгитовые породы массивной текстуры, погружены в существенно кварцевый цемент (рис. 3, б). В состав цемента входят также серицит, пирит и шунгитовый углерод. В зависимости от содержания и морфологии выделения шунгитового углерода в цементе брекчий меняется и его окраска: тонкораспыленное углеродистое вещество придает цементу черный цвет (*черноцементная брекчия*); осколки, микропрожилки, обособления, линзочки – сероватый [Фирсова и др., 1986]. При минимальном содержании углерода цемент шунгитовой брекчии приобретает светлую окраску (*белоцементная брекчия*). В цементной составляющей белоцементных брекчий структура кварца гранобластовая; размер зерен минерала растет по мере удаления от обломков больших размеров. В сколе породы кварц хорошо диагностируется по белому цвету и стеклянному блеску (обломочная

составляющая брекчий имеет матовый блеск). Часто в породе наблюдаются сочетания черного и белого цемента в различных соотношениях. Форма цементной части сложная, сетчатая; границы часто нечеткие, извилистые; соотношение обломочной и цементной составляющих варьирует в широких пределах.

Таким образом, в шунгитовых породах Максовской залежи выделяются как минимум три морфологических разновидности кварца, каждая из которых является индикатором определенных геологических процессов.

Объекты и методы

Кварц первой морфологической разновидности обладает микронными размерами и находится в тесном срастании с шунгитовым углеродом. В связи с этим механическое выделение и последующее селективное изучение кварца не представлялось возможным. В то же время данный минерал может быть исследован в составе углерод-кварцевого агрегата (см. рис. 1, б), в котором он является одним из основных компонентов. Для этого в западной части Максовской залежи были отобраны образцы шунгитовой породы массивной текстуры (массивные шунгитовые породы), на 95 % сложенные углерод-кварцевым агрегатом (образцы М-50, М-54 и М-58). Цвет пород черный, однородный; структура афанитовая. Содержание углерода по данным термического анализа колеблется от 30 до 42 вес. %, содержание кремнезема – от 45 до 56 вес. %. Пробоподготовка состояла в механическом истирании образцов до порошка фракции < 70 мкм (использовался истиратель ИВ-4); для изучения влияния углерода на свойства кварца образец М-58 дополнительно был подвергнут термической обработке с целью удаления углерода. Термическая обработка проводилась в течение 6 часов при температуре 600 °С до постоянного веса.

Для изучения кварца второй морфологической разновидности были отобраны образцы из секущих шунгитовые породы протяженных кварцевых жил мощностью 10–15 см. Образцы (М-121 и М-00) представлены крупнозернистым дымчатым кварцем, в котором визуально диагностировались включения шунгита I.

Кварц третьей морфологической разновидности входит в состав цементной части брекчированных шунгитовых пород. Для его изучения из белоцементной шунгитовой брекчии, предварительно раздробленной до фракции 3–5 мм, при помощи бинокля были выбраны наиболее хорошо диагностируемые зерна кварца. При этом отобранный кварц был

представлен несколькими разновидностями: молочно-белый, дымчатый, прозрачный (горный хрусталь), черный (включения углерода), с красным и желтым оттенком, обусловленным примесью железистых минералов [Ананьева, Коровкин, 2003]. Часто наблюдалось срастание нескольких цветовых разновидностей кварца в одном зерне. В тех случаях, когда кварц имел черный цвет, главным отличительным признаком при его отделении от обломочной части, представленной углерод-кварцевым агрегатом, являлся характерный для кварца стеклянный блеск. Зерна, в которых наблюдалось срастание кварца (цементной составляющей) и обломочной составляющей, не отбирались. Номера образцов кварца третьей морфологической разновидности – М-18, М-46, М-66.

Кроме этого, для изучения в северо-западной части залежи дополнительно были отобраны два образца шунгитовой породы массивной текстуры (М-24, М-26), состоящих на 86–88 вес. % из кремнезема и на 4–6 вес. % из углерода. По своему строению и составу данные породы близки к лидитам, представляющим собой кремнистые породы с невысоким содержанием углерода (1–5 вес. %) [Геология..., 1982; Атлас..., 2006]. Для них характерны афанитовая структура, черный цвет, матовый блеск, раковистый излом и высокая твердость. Ввиду того, что присутствие лидитов в северо-западной части Максовской залежи было подтверждено результатами детальных разведочных работ [Михайлов, Купряков, 1985], указанные образцы в данной работе мы будем называть лидитами.

Для сравнения структурных параметров кварца шунгитовых пород в качестве эталонов были взяты хорошо изученные образцы кварца различного генезиса, любезно предоставленные Е. Н. Световой. Первым эталоном (Q-1) являлся кварц месторождения Желанное (Приполярный Урал), имеющий гидротермальное происхождение [Кузнецов и др., 2011]. Образец Q-1 представлял собой прозрачные идиоморфные кристаллы горного хрусталя призматической формы; размер кристаллов составлял 3–5 см. В качестве второго эталона был взят образец силицита (Q-2) Койкарской структуры, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс. Цвет образца серый, текстура тонкослоистая; минеральный состав представлен халцедоном (частично перекристаллизован в кварц), серицитом, калиевым полевым шпатом, биотитом. Образование силицитов связано с поступлением в бассейн кремнезема и алюминия, что в свою очередь было обусловлено активной fumarольной деятельностью, наступившей вслед

за ослаблением вулканических извержений [Светова, 1988]. Таким образом, кремнезем, составляющий основу силицитов, является хемогенным. Третьим эталоном стал образец молочно-белого кварца (Q-3), слагающего блоковые участки ядер пегматитов метаморфогенного генезиса (чупинская группа).

В работе использовался метод сканирующей электронной микроскопии (микроскоп «VEGA II LSH») с микрозондовым анализом (энергодисперсионный микроанализатор «INCA Energy 350»). Расчет химического состава (при работе с микроанализатором) осуществлялся в программном комплексе «The microanalysis suite issue 17» (Oxford instruments).

Содержание углерода в исследуемых образцах определяли с помощью термического анализа (прибор NETZSCH STA 449F1), при скорости нагрева 10 град/мин на воздухе.

Изучение химического состава образцов проводилось при помощи метода рентгенофлуоресцентного анализа (спектрометр ARL ADVAT'X Thermo Fisher Scientific).

Спектры комбинационного рассеяния (КР) исследуемых образцов в диапазоне 100–3500 см⁻¹ получены на дисперсионном спектрометре Nicolet Omega XR (Thermo Scientific), при длине волны лазера 532 нм. Диапазон анализируемых частот позволяет одновременно проводить анализ углерода и кварца шунгитовых пород. Обработка спектров проводилась в программе Omnic.

Рентгенографирование исследуемых образцов выполнялось на автоматическом дифрактометре ARL X'TRA. Рентгенограммы исследуемых образцов кварца шунгитовых пород и эталонных образцов кварца Q-1, Q-2, Q-3 были получены в области углов 2θ: 2–156,5°, с шагом 0,01°, время набора импульсов – 3 сек. на CuK_α излучении.

В качестве эталона при анализе структуры кварца шунгитовых пород использовался образец кристаллического кварца месторождения Кожим (Полярный Урал) [Картенко и др., 1971].

Рентгенофазовый и рентгеноструктурный анализ был выполнен с помощью пакета прикладных программ WinXRD, ICDD (DDWiew2008). Определены параметры кристаллической решетки (a, b, c) и объем элементарной ячейки (V) кварца шунгитовых пород и эталонов (табл. 1).

Область когерентного рассеяния (ОКР) рассчитана по формуле Дебая–Шеррера:

$$\text{ОКР} = 0,9 * \lambda / \cos \theta * b,$$

где λ – длина монохроматической волны CuK_α = 1,540562 Å; b – ширина пика на половине высоты линии; θ – угол дифракции.

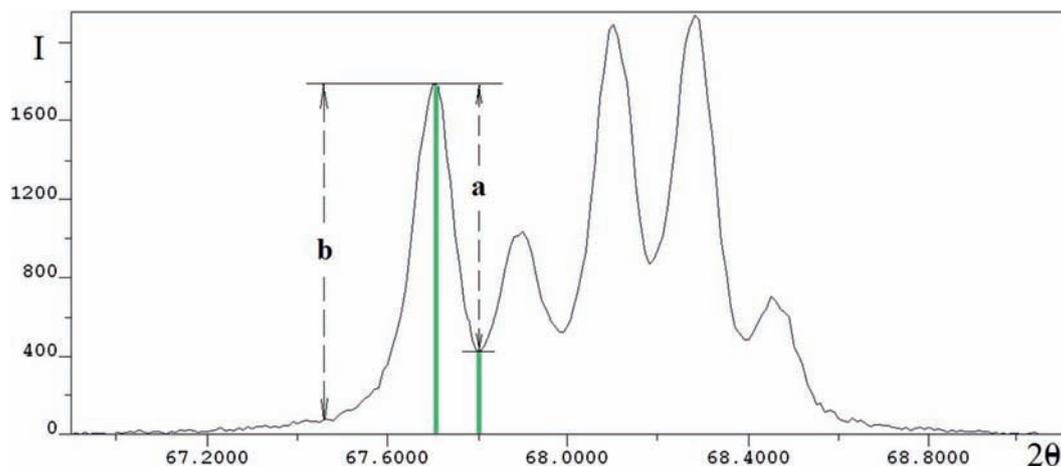


Рис. 4. Фрагмент дифрактограммы кварца с квинтиплетным пиком на $67,7^\circ$. Параметры a , b определяются для расчета индекса кристалличности

Для расчета ОКР исследуемых образцов кварца использовался максимальный по интенсивности пик дифракционного отражения (101) на $2\theta \approx 26,6^\circ$ ($d \approx 3,34 \text{ \AA}$).

Помимо этого определялись степень совершенства кристаллического строения (СКС) и индекс кристалличности (ИК) кварца шунгитовых пород.

Степень СКС характеризуется степенью уширения дифракционного отражения (234) относительно уширения этого же отражения для эталонного образца. Поэтому СКС определяли как отношение полуширины отражения на $2\theta \sim 153,5^\circ$ для эталона кварца из месторождения Кожим к полуширине отражения при той же величине угла для исследуемого образца в процентах [Юргенсон, Тумаров, 1980].

Индекс кристалличности (ИК) определяется из интенсивности квинтиплетного пика (рис. 4) с индексами отражения (212) в области углов $2\theta \approx 67^\circ, \dots, 69^\circ$ [Klug, Alexander, 1954] по формуле:

$$\text{ИК} = 10 \cdot F a / b,$$

где F – коэффициент масштабирования, принятый за 1; b – интенсивность пика; a – разница интенсивностей, как показано на рис. 4 [Murata, Norman, 1976].

Результаты исследований

Рентгенофазовый анализ показал, что максимальную интенсивность в исследуемых образцах имеет линия (101) при $2\theta \sim 26^\circ$ основного компонента – кварца (см. табл. 1). На этом пике проводилось определение области когерентного рассеяния (ОКР) после использования функции фонового вычитания. В рентгеновской дифракции ОКР называется характерная область кристалла, рассеивающая

рентгеновское излучение когерентно и независимо от других таких же областей. Размер ОКР, как правило, отождествляют со средним размером кристаллитов [Алешина, Шиврин, 2004].

При сравнении полученных значений параметров решетки кварца (см. табл. 1) видно, что удаление углерода не сказалось на параметрах элементарной ячейки и размере кристаллита кварца массивной породы (М-58). Все исследуемые образцы содержат хорошо закристаллизованный α -кварц, что показывают полученные структурные параметры гексагональной решетки. Средние значения параметров решетки кварца первой и третьей разновидности, а также лидитов в пределах ошибки эксперимента близки, и их можно сопоставить с параметрами решетки эталонного образца кварца Q-1 и силицита Q-2: $a, b = 4,9140(1) \text{ \AA}$, $c = 5,4056(1) \text{ \AA}$ (см. табл. 1). Тогда как анализируемые параметры элементарной ячейки кварца второй разновидности отличаются более низкими значениями и, таким образом, находятся ближе к параметрам решетки кварца пегматитов (Q-3): $a, b = 4,9132(4) \text{ \AA}$, $c = 5,4052(8) \text{ \AA}$.

Размер кристаллитов (ОКР) кварца первой, третьей разновидности и лидитов колеблется в пределах $79,2\text{--}90,1 \text{ нм}$ и сравним с размерами кристаллита горного хрусталя (Q-1) и кварца силицитов (Q-2) – $83,9$ и $86,2 \text{ нм}$ соответственно. Наименьшие размеры кристаллитов характерны для кварца второй морфологической разновидности ($63,4\text{--}74,5 \text{ нм}$), их можно также сопоставить с размерами кварца пегматитов ($57,1 \text{ нм}$) (см. табл. 1).

Экспериментально установлено, что кварц пегматитов характеризуется наиболее совершенным кристаллическим строением и наименьшим разбросом параметров элементарной ячейки. На параметры элементарной

Таблица 1. Параметры структуры кварца исследуемых образцов

№ п/п	Образец	Описание	Ө град	a=b, Å	c, Å	V, Å	ОКР, Å	ИК	СКС, %	Фазовый состав
1	М-58 углерод выжигался	Кварц первой морфологи- ческой разновидности	26,59	4,9140 (2)	5,4057 (3)	113,05	835,1 (1)	7,37	64	кварц
2	М-58 исходный		26,59	4,9140 (1)	5,4058 (2)	113,05	816,6 (1)	6,26	64	кварц
3	М-54		26,64	4,9136 (1)	5,4053 (1)	113,02	792,2 (1)	6,35	62	кварц, мусковит
4	М-50		26,61	4,9138 (2)	5,4054 (5)	113,03	901,1 (1)	6,34	68	кварц, мусковит
5	М-121	Кварц второй морфологи- ческой разновидности	26,65	4,9135 (1)	5,4050 (2)	113,01	745,2 (1)	7,88	67	кварц, мусковит
6	М-00		26,57	4,9137 (2)	5,4055 (3)	113,04	639,0 (1)	7,88	89	кварц
7	М-46	Кварц третьей морфологи- ческой разновидности	26,61	4,9138 (1)	5,4051 (2)	113,03	849,9 (1)	8,06	110	кварц
8	М-66		26,58	4,9141 (1)	5,4054 (2)	113,04	877,2 (1)	7,50	77	кварц
9	М-24	Лидиты	26,61	4,9138 (1)	5,4056 (2)	113,03	829,2 (1)	5,53	53	кварц, мусковит
10	М-26		26,61	4,9139 (1)	5,4055 (2)	113,04	915,6 (1)	6,67	63	кварц, мусковит
11	Q-1	Горный хрусталь (м. Желанное)	26,58	4,9140 (1)	5,4056 (1)	113,04	838,5 (1)	7,31	76	кварц, альбит, микроклин, мусковит
12	Q-2	Силицит (Койкары)	26,59	4,9137 (1)	5,4054 (2)	113,02	862,4 (1)	7,77	64	кварц, альбит, микроклин, мусковит
13	Q-3	Пегматитовый кварц (Чупа)	26,59	4,9132 (4)	5,4052 (8)	113,00	570,7 (1)	6,71	77	кварц
14	эталон	Кварц (м. Кожим)		4,9133 (1)	5,4052 (1)	113,00		8,34	*	эталон

ячейки кварца пегматитов оказывает влияние множество факторов, среди которых сложно выделить преобладающие. В то же время для кварца гидротермального генезиса преобладающим фактором является температура кристаллизации кварца [Картенко и др., 1971]. При этом кварц гидротермального генезиса характеризуется наибольшим разбросом значений параметров элементарной ячейки и часто обнаруживает несовершенства кристаллического строения. Проведенный авторами анализ показал, что несовершенства связаны с уменьшением областей когерентного рассеяния рентгеновских лучей и с напряжениями 2-го рода. Высказано предположение, что структурные характеристики кварца гидротермального генезиса связаны с критической температурой воды и водных растворов (374–375 °С) [Картенко и др., 1971].

В этой связи для характеристики кварц-содержащих пород вводятся такие структурные параметры, как индекс кристалличности

и степень совершенства кристаллического строения.

Индекс кристалличности (ИК) позволяет оценить однородность ориентации кристаллитов в образцах кварца. Слабоизмененные кварциты, представляющие собой химически чистую хемогенно-осадочную породу, имеют довольно высокие значения индекса кристалличности 7,1...7,8 [Разва и др., 2014]. В то же время авторами отмечается повышение степени кристалличности изначально химически чистых кварцитов под влиянием гипергенных процессов в локальных участках, особенно в зонах повышенного дробления. В работе сделано предположение, что повышение степени кристалличности кварцитов связано с наложенными процессами метаморфизма, в результате которых происходит образование кристаллической фазы α-кварца. Однако указано, что рассчитанные по предлагаемой [Murata, Norman, 1976] методике значения ИК кварцитов могут использоваться для сравнительной оценки степени

Таблица 2. Данные термического анализа исследуемых образцов

Образец	Температура фазового перехода $\alpha - \beta$ кварца, °С	Температура горения углерода (max), °С	Изменение веса до $T < 400$ °С, %	Концентрация углерода, вес. %
М-58	564	675	1,99	41,0
М-50	565	690	1,91	36,7
М-121	574	479; 526; 587; 642,3	0,43	0,35
М-00	575	–	0,16	–
М-18	570	699	1,10	5,28
М-66	570	707; 720	0,36	3,68
М-26	574	670	0,93	3,87
Q-1	567	–	1,41	–
Q-2	575	–	0,10	–
Q-3	567	–	0,30	–

метаморфизма и чистоты кварца в пределах одного месторождения.

Исходя из значений ИК, полученных для кварца шунгитовых пород Максовской залежи (см. табл. 1), можно выделить две группы, отличающиеся по величине ИК: кварц второй и третьей разновидности имеет несколько большие значения ИК (7,50–8,06), чем кварц первой разновидности (6,26–6,34) и лидиты (5,53–6,67). При этом у кварца, входящего в состав пробы массивной шунгитовой породы, прошедшей термообработку, значение ИК выше, чем у кварца из той же, но исходной породы (7,37 и 6,26 соответственно).

Степень совершенства кристаллического строения (СКС) обусловлена как состоянием порядок-беспорядок в классическом понимании этого термина, так и дефектностью упаковки кристаллической решетки вследствие различной раскристаллизованности отдельных участков или микроблочности строения кристалла. В кварце состояние порядок-беспорядок, влияющее на степень совершенства кристаллической решетки, может быть обусловлено нерегулярностью в распределении кремнекислородных тетраэдров или их групп. Было высказано предположение, что СКС кварца опосредованно зависит от скорости изменения термодинамических параметров условий кристаллизации (температур, давления, концентраций) и наложенных процессов [Юргенсон, Тумаров, 1980]. Значения степени СКС могут являться одним из показателей сравнения качества изучаемых образцов и промышленного кварца гидротермальных жил [Светова и др., 2014].

Кварц первой морфологической разновидности и лидиты имеют несколько пониженные значения СКС (62–68 и 53–63 % соответственно) и по этому показателю приближаются к кварцу силицитов Q-2 (СКС 64 %). Кварц

второй и третьей морфологических разновидностей шунгитовых пород характеризуется большими значениями СКС (67–89 и 77–110 % соответственно), сопоставимыми с показателями СКС горного хрусталя Q-1 (76 %) и кварца пегматитов Q-3 (77 %).

Определить содержание и свойства рентгеноаморфного углерода и кварца шунгитовых пород в исследуемых образцах позволили методы термического анализа и комбинационного рассеяния.

Все исследуемые образцы шунгитовой породы массивной текстуры содержат углерод, характеризующийся одним экзотермическим пиком с максимумом в диапазоне температур 585–690 °С [Садовничий, Рожкова, 2014]. Например, для массивной породы М-58 содержание углерода составляет 41,0 вес. %, термограмма является типичной для шунгитового углерода (рис. 5), максимум экзотермического пика при 675 °С (табл. 2). Фазовый переход $\alpha - \beta$ кварца выражен слабо при 564 °С.

В одном образце кварца второй разновидности (М-121) также был определен углерод, концентрация которого не превышает 0,43 вес. % (см. рис. 5). Анализ полученных термограмм для образца кварца М-121 (максимумы экзотермических эффектов 479; 526; 587; 642,3 °С – ниже, чем это характерно для шунгитового углерода) позволяет сделать вывод о большей активности углерода по сравнению с углеродом массивных шунгитовых пород и связанным с кварцем третьей разновидности (см. табл. 2). На всех термограммах хорошо выражен фазовый переход $\alpha - \beta$ кварца при температуре 572–575 °С. Во втором образце кварца М-00 углерод не был обнаружен.

Для всех образцов кварца третьей разновидности (М-18, М-66) характерно содержание углерода от 3,68 до 5,28 вес. %. При этом углерод, входящий в состав указанных проб,

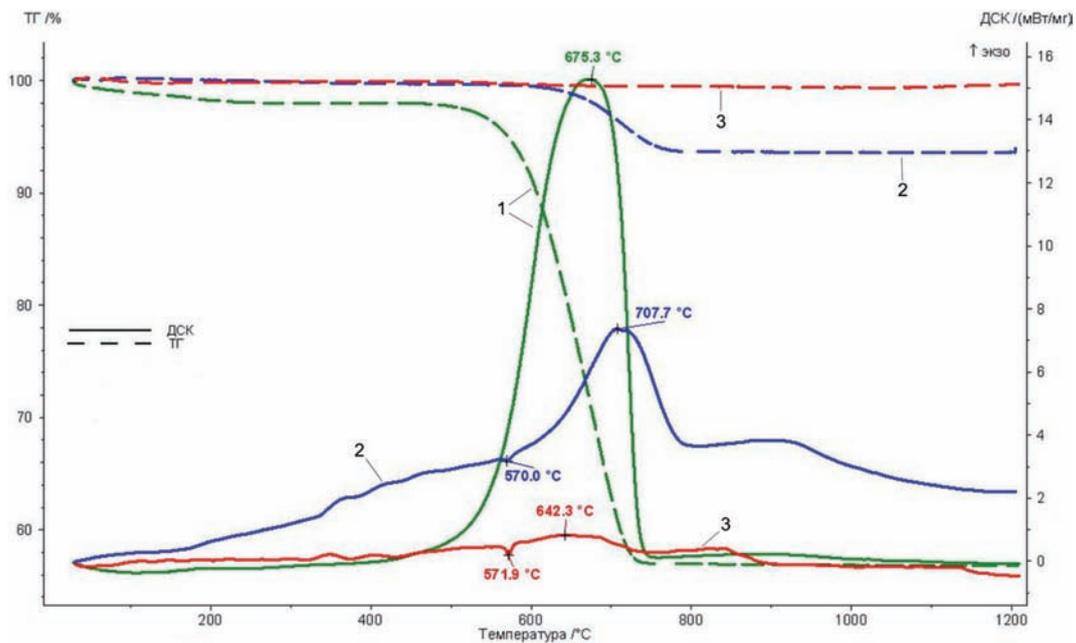


Рис. 5. Кривые термического анализа ТГ, ДСК образцов кварца из массивной шунгитовой породы М-58 (1), кварца брекчированной породы М-66 (2) и жильного кварца М-121(3)

характеризуется высокими значениями максимума экзотермических пиков – от 699 до 720 °С, что выше средних значений температур, характерных для шунгитового углерода. Согласно ранее проведенным исследованиям [Zaidenberg et al., 1998], температура выгорания углерода прямо пропорциональна степени упорядоченности его структуры. Из этого можно сделать вывод, что углерод, входящий в состав цементной составляющей шунгитовых брекчий, характеризуется более высокой степенью структурной упорядоченности, чем углерод массивных шунгитовых пород и углерод, связанный с кварцем второй разновидности. На всех термограммах ярко выражен фазовый переход кварца $\alpha - \beta$ при температуре 570 °С (см. табл. 2). На рис. 5 показана термограмма образца кварца М-66.

На термограмме образца лидита (М-26) хорошо выражен один экзотермический пик с максимумом при температуре 670 °С, что в целом характерно для шунгитового углерода и объединяет лидиты и высокоуглеродистые шунгитовые породы массивной текстуры. На термограмме лидита четко регистрируется фазовый переход кварца $\alpha - \beta$. Содержание углерода составляет 3,87 вес. %.

Все исследуемые образцы при нагревании до 400 °С теряют воду и летучие соединения, количество которых коррелирует с содержанием углерода; наибольшие потери наблюдаются для высокоуглеродистых шунгитовых пород массивной текстуры и составляют

1,9–2,0 вес. %, наименьшие – в кварце второй разновидности – 0,16 вес. % (см. табл. 2).

Спектры КР образцов кварца приведены на рис. 6. На спектре КР образца (М-50) присутствуют все характеристические линии углерода [Ferrari, Robertson, 2000]. Их положение является типичным для шунгитового углерода: линии первого порядка G и D₁ на частоте 1582 и 1341 см⁻¹ соответственно и линии второго порядка – на частотах 2678, 2920, 3200 см⁻¹. Линия кварца образца первой разновидности (М-50) – слабая (см. рис. 6). Полный спектр кварца получен на образцах кварца второй и третьей разновидностей (М-00 и М-18 соответственно). На спектрах этих образцов также присутствуют линии, характеризующие шунгитовый углерод (табл. 3). Анализ спектров позволил сопоставить положения максимумов основных линий, их ширины на полувысоте ($\Delta\nu_{D_1, G}$), а также параметр отношения интенсивностей основных линий $R_1 = IG/ID_1$ (см. табл. 3). Наблюдается незначительный сдвиг положения максимумов G и D пиков от 1582 до 1603 см⁻¹ и от 1341 до 1347 см⁻¹ соответственно. Увеличивается отношение интенсивностей IG/ID₁ от 1,22 до 1,42 и уменьшается ширина линий G (от 67 до 48 см⁻¹) и D₁ (от 75 до 29 см⁻¹) на спектрах кварца первой и второй разновидности. Отличительной особенностью образца кварца второй разновидности является отсутствие линии второго порядка в спектре КР углерода. При этом ширина линий кварца образца М-00 заметно меньше по сравнению с образцом кварца третьей разновидности (рис. 7). Следует

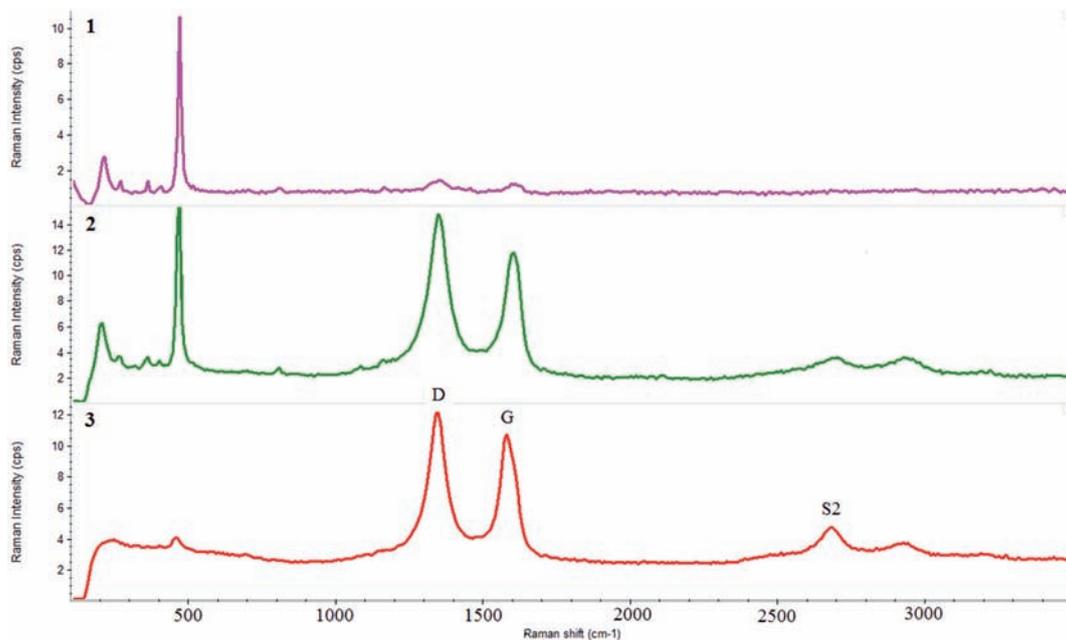


Рис. 6. Спектры комбинационного рассеяния образцов: 1 – М-00, 2 – М-18, 3 – М-50

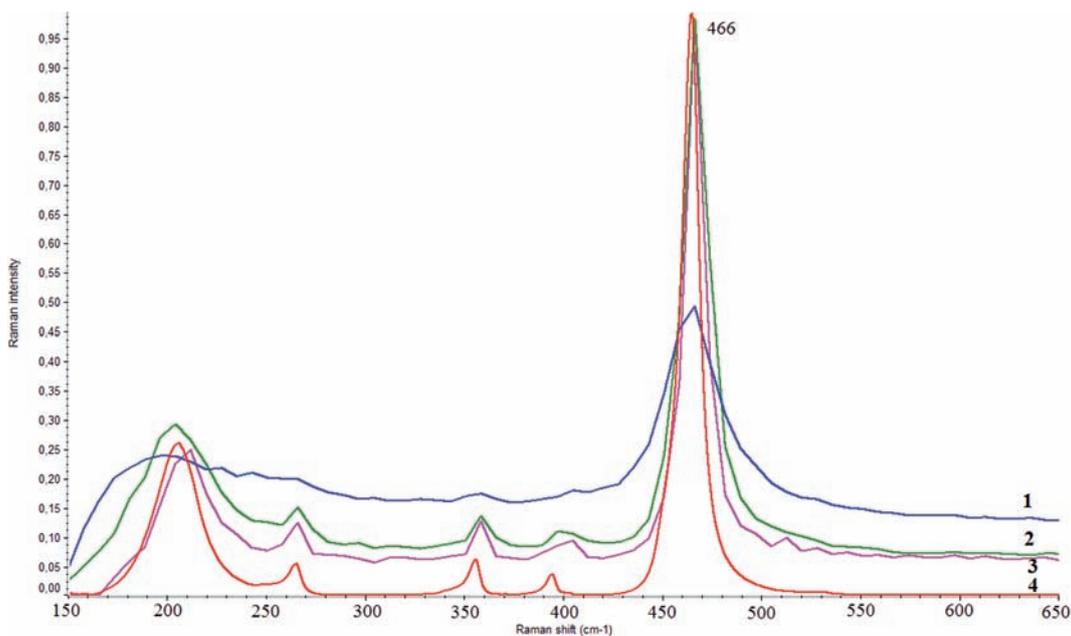


Рис. 7. Спектры КР α -кварца: 1 – М-50, 2 – М-18, 3 – М-00, 4 – эталонный спектр кварца месторождения Linopolis, Minas Gerais, Brasil (из базы данных RRUFF Raman Minerals)

заметить, что термический анализ оказался менее чувствительным методом при определении углерода на поверхности кварца в образце М-00 (см. табл. 2).

Таким образом, углерод присутствует во всех исследуемых образцах кварца, что показано методами термического анализа и комбинационного рассеяния. Свойства углерода и кварца взаимообусловлены: при изменении концентрации углерода изменяется степень

покрытия зерен кварца, что отражается в изменении интенсивности и ширины основных линий КР кварца, но одновременно изменяется вторичная структура и активность углерода.

Выводы

Для описания морфологических и структурных особенностей кварца шунгитовых пород использовались методы СЭМ, рентгено-

Таблица 3. Параметры, определенные из спектров КР исследуемых образцов

Образцы	Линии углерода					Линии кварца		
	D_1 , см ⁻¹	$\Delta\nu_{D_1}$, см ⁻¹	G, см ⁻¹	$\Delta\nu_G$, см ⁻¹	$R_1 = ID_1/IG$	Второй порядок, см ⁻¹	Частоты основных пиков, см ⁻¹	$\Delta\nu_Q$, см ⁻¹
M-50	1341	67	1582	75	1,22	2493 2678 2920 3200	239 452 652	173 187 139
M-00	1347	48	1605	29	1,42	–	209 264 357 401 466	23 8 4 14 12
M-18	1346	62	1598	74	1,36	2462 2694 2928 3189	202 259 352 400 463	34 55 47 38 15

структурного анализа, термического анализа и спектроскопии КР.

Основным компонентом минеральной составляющей шунгитовых пород различных текстурных типов, представленных на Максовской залежи, является хорошо закристаллизованный α -кварц, который входит в состав углерод-кварцевого агрегата, жил и прожилков, а также цементной составляющей шунгитовых брекчий.

Определены параметры кристаллической ячейки и размеры кристаллитов кварца трех разновидностей. Параметры решетки кварца первой, третьей разновидностей и лидитов близки друг к другу и сопоставимы с параметрами решетки эталонного образца кварца горного хрусталя и силицита, а кварца второй разновидности – с параметрами решетки кварца пегматитов.

Размер кристаллитов кварца первой, третьей разновидностей и лидитов лежит в диапазоне 79–90 нм, несколько меньше размеры кристаллитов кварца второй разновидности – 63–74 нм. Таким образом, кварц шунгитовых пород Максовской залежи является наноразмерным.

Оценка индекса кристалличности кварца шунгитовых пород позволяет разделить его на две группы: кварц второй и третьей разновидности имеет несколько большие значения ИК (7,50–8,06), чем кварц первой разновидности и лидиты (5,53–6,67).

По степени совершенства кристаллического строения кварц первой морфологической разновидности и лидиты приближаются к кварцу силицитов, тогда как СКС кварца второй и третьей разновидностей характеризуется значениями, сопоставимыми с показателями СКС горного хрусталя и кварца пегматитов.

Исследования методами термического анализа и спектроскопии комбинационного

рассеяния показали наличие шунгитового углерода во всех образцах кварца. Зафиксированные различия в температуре выгорания углерода позволяют сделать вывод, что с кварцем первой разновидности и лидитами связан углерод, типичный для шунгитовых пород, с кварцем второй разновидности – более активный углерод, с кварцем третьей разновидности – более упорядоченный углерод.

Структурные свойства углерода и кварца взаимообусловлены: при изменении концентрации углерода изменяется степень покрытия зерен кварца, что отражается в изменении интенсивности и ширины основных линий КР кварца.

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что кварц шунгитовых пород является специфической составляющей, определяющей их основные физико-химические и технологические свойства. Все текстурные типы шунгитовых пород, по-видимому, благодаря наноструктурированному шунгитовому углероду сохраняют хорошо раскристаллизованный наноразмерный кварц, который можно рассматривать как отдельный вид минерального сырья шунгитовых пород.

За помощь в проведении и обсуждении работы авторы выражают благодарность В. В. Щипцову, В. А. Колодею, А. Н. Терновому и Г. С. Терновой.

Работа поддержана грантом РФФИ № 13–03–00422.

Литература

Алешина Л. А., Шиврин О. Н. Рентгенография кристаллов. Петрозаводск: ПетрГУ, 2004. 320 с.

- Ананьева Л. Г., Коровкин М. В. Минералого-геохимическое изучение кварцитов Антоновской группы месторождений // Известия Томского политехнического университета. 2003. Т. 306, № 3. С. 50–55.
- Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклиория / Ред. М. М. Филиппов, В. А. Мележик. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 80 с.
- Борисов П. А. Карельские шунгиты. Петрозаводск: Госиздат КФССР, 1956. 92 с.
- Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Ред. В. А. Соколов. Петрозаводск: Карелия, 1982. 208 с.
- Калинин Ю. К., Калинин А. И., Скоробогатов Г. А. Шунгиты Карелии – для новых стройматериалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб.: УНЦХ СПбГУ, ВВМ, 2008. 219 с.
- Калинин Ю. К., Ковалевский В. В. Шунгитовые породы и базиты: особенности совместного генезиса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2014. Вып. 17. С. 94–103.
- Картенко Н. Ф., Сидоренко Г. А., Соломкина С. Г., Дубыкина А. С. О влиянии условий образования и примесей на параметры элементарной ячейки природного кварца // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1971. № 8. С. 8–41.
- Ковалевский В. В. Шунгит или высший антраксолит? // Записки РМО. 2009. № 5. С. 97–105.
- Кривандин А. В., Соловьева А. Б., Шаталова О. В., Рожкова Н. Н. Характеристика минеральной фазы шунгитовых пород методом МУРР / Труды междунар. симпозиума «Углеродсодержащие формации в геологической истории». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 115–116.
- Кузнецов С. К., Лютоев В. П., Шанина С. Н. и др. Особенности качества жильного кварца уральских месторождений // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2011. № 4 (8). С. 65–72.
- Михайлов В. П., Купряков С. В. Отчет о результатах детальной разведки Юго-Восточной (Максовской) залежи Забогинского месторождения шунгитовых пород за 1982–1985 гг. Петрозаводск, 1985 (Фонды ПГО «Севзапгеология»).
- Михайлов В. П., Леонтьев А. Г. Шунгитовые породы // Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Книга 2: Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. С. 113–123.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Ред. М. М. Филиппов, А. И. Голубев, П. В. Медведев и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. 208 с.
- Разва О. С., Ануфриенкова А. М., Коровкин М. В. Оценка степени преобразования кварцитов методом рентгеновской дифракции // Современные наукоемкие технологии. 2014. № 7. С. 27–28.
- Рожкова Н. Н. Наноглерод шунгитов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 100 с.
- Рожкова Н. Н., Михайлина А. А., Рожков С. С. Nanostructure of shungite carbon in nature, dispersions and hybrid materials // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. Вып. 17. С. 86–93.
- Садовничий Р. В., Рожкова Н. Н. Минеральные ассоциации высокоуглеродистых шунгитовых пород Максовской залежи (Онежская структура) // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 148–158.
- Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1988. 148 с.
- Светова Е. Н., Светов С. А., Данилевская Л. А. Редкие и редкоземельные элементы в кварце как индикаторы условий минералообразования // Труды КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 137–144.
- Светова Е. Н., Скамницкая Л. С., Светов С. А. Минералого-геохимическая характеристика палеопротерозойских кварцевых конгломератов как нетрадиционного источника кварцевого сырья // Технологическая минералогия в оптимизации процессов рудоподготовки и обогащения минерального сырья: сборник статей по материалам докладов VIII Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. С. 132–141.
- Филиппов М. М., Голубев А. И., Ромашкин Е. Е., Рычанчик Д. В. Минеральная составляющая шунгитовых пород Карелии: первичный состав, источники вещества и связь с шунгитовым углеродом // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 513–525.
- Филиппов М. М., Медведев П. В., Ромашкин А. Е. О природе шунгитов Южной Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1998, № 3, С. 323–332.
- Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 282 с.
- Филиппов М. М. Рамановская спектроскопия как метод изучения глубоко углефицированного органического вещества. Часть 1. Основные направления использования // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 115–134.
- Фирсова С. О., Шатский Г. В., Купряков С. В. О шунгитовых брекчиях // II Всесоюзное совещание по геохимии углерода. М., 1986. С. 285–287.
- Фирсова С. О., Шатский Г. В. Брекчии в шунгитовых породах Карелии и особенности их генезиса // ДАН СССР, 1988. Т. 302. С. 177–180.
- Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования / Под ред. В. А. Соколова и Ю. К. Калинина. Петрозаводск: Карелия, 1975. 240 с.
- Шунгиты – новое углеродистое сырье / Под ред. В. А. Соколова, Ю. К. Калинина, Е. Ф. Дюкжиева. Петрозаводск: Карелия, 1984. 184 с.
- Юргенсон Г. А., Тумаров Г. Т. О совершенстве кристаллического строения жильного кварца // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1980. № 6. С. 50–59.
- Ferrari A. C., Robertson J. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon // Physical review B. 2000. Vol. 61, No 20. P. 14095–14107.

Klug H. P., Alexander L. E. X-ray diffraction procedures, for poly crystalline and amorphous materials // New York John Wiley & Sons. 1954. P. 716.

Murata K. J., Norman II M. B. An index of crystallinity for quartz // American Journal of Science. 1976. Vol. 276. P. 1120–1130.

Razbirin B. S., Rozhkova N. N., Sheka E. F. et al. Fractals of graphene quantum dots in photoluminescence of shungite // JETP. 2014. Vol. 145, No 5. P. 838–850.

References

Aleshina L. A., Shvirin O. N. Rentgenografija kristallov [X-ray analysis of crystals]. Petrozavodsk: PetrGU, 2004. 320 p.

Anan'eva L. G., Korovkin M. V. Mineralogo-geohimicheskoe izuchenie kvarcitov Antonovskoj gruppy mestorozhdenij [Mineralogical and geochemical study of quartzite from Antonovsk deposit clusters]. *Izvestija Tomskogo politehnicheskogo universiteta [Proceedings of Tomsk polytechnic university]*. 2003. Vol. 306, No 3. P. 50–55.

Atlas tekstur i struktur shungitonosnyh porod Onezhskogo sinklinorija [The atlas of textures and structures of shungite-bearing rocks from the Onega Synclinorium]. Eds. M. M. Filippov, V. A. Melezhik. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2006. 80 p.

Borisov P. A. Karel'skie shungity [Karelian shungites]. Petrozavodsk: Gos'izdat KFSSR, 1956. 92 p.

Filippov M. M., Golubev A. I., Romashkin E. E., Ry-chanchik D. V. Mineral'naja sostavljajushhaja shungitovyh porod Karelii: pervichnyj sostav, istochniki veshhestva i svjaz' s shungitovym uglerodom [The mineral component of shungite rocks in Karelia: primary structure, sources and relation to shungite carbon]. *Litologija i poleznye iskopaemye [Lithology and mineral resources]*. 1995. No 5. P. 513–525.

Filippov M. M., Medvedev P. V., Romashkin A. E. O prirode shungitov Juzhnoj Karelii [On the nature of shungites in the South Karelia]. *Litologija i poleznye iskopaemye [Lithology and mineral resources]*. 1998. No 3. P. 323–332.

Filippov M. M. Shungitonosnye porody Onezhskoj struktury [Shungite rocks of the Onega structure]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2002. 282 p.

Filippov M. M. Ramanovskaja spektroskopija kak metod izuchenija gluboko uglefirovannogo organicheskogo veshhestva. Chast' 1. Osnovnye napravlenija ispol'zovanija [Raman spectroscopy as a method for investigation of highly carbonized organic matter. Part 1: major applications]. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN [Transactions of KarRC RAS]*. 2014. No 1. P. 115–134.

Firsova S. O., Shatskij G. V., Kupryakov S. V. O shungitovykh brekchijakh [On shungite breccias]. II Vsesoyuznoe soveshchanie po geokhimii ugleroda [The 2nd All-Union conference on carbon geochemistry]. Moscow, 1986. P. 285–287.

Firsova S. O., Shatskij G. V. Brekchii v shungitovyh porodah Karelii i osobennosti ih genezisa [Breccia in shungite rocks of Karelia and features of their genesis].

Sheka E. F., Rozhkova N. N. Shungite as loosely packed fractal nets of graphene-based quantum dots / Int. J. Smart Nano Mat. doi:10.1080/19475411.2014.885913. P. 1–16.

Zaidenberg A. Z., Rozhkova N. N., Kovalevski V. V., Tupolev A. G. Shungite carbon and fullerenes // Fullere Science and Technology. 1998. Vol. 6, No 3. P. 511–517.

Поступила в редакцию 30.03.2015

DAN SSSR [Proceedings of USSR AS]. 1988. Vol. 302. P. 177–180.

Geologija shungitonosnyh vulkanogenno-osadochnykh obrazovanij proterozoja Karelii [Geology of shungite volcanogenic-sedimentary formations of the Proterozoic Karelia]. Ed. V. A. Sokolov. Petrozavodsk: Karelija, 1982. 208 p.

Jurgenson G. A., Tumarov G. T. O sovershenstve kristallicheskogo stroenija zhil'nogo kvarca [On the perfection of the crystal structure of vein quartz]. *Izvestija vysshih uchebnyh zavedenij geologija i razvedka [Proceedings of higher educational establishments, geology and exploration]*. 1980. No 6. P. 50–59.

Kalinin Yu. K., Kalinin A. I., Skorobogatov G. A. Shungity Karelii – dlja novykh strojmaterialov, v himicheskom sinteze, gazoочистке, vodopodgotovke i medicine [Shungites of Karelia – new construction materials, chemical synthesis, gas purification, water treatment and medicine]. St. Petersburg: UNCH SPbGU, VVM, 2008. 219 p.

Kalinin Ju. K., Kovalevskij V. V. Shungitovyje porody i bazity: osobennosti sovmestnogo genezisa [Shungite rocks and basites: features of the joint genesis]. *Geologija i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and Mineral Resources of Karelia]*. Iss. 17. Petrozavodsk, 2014. P. 94–103.

Kartenko N. F., Siderenko G. A., Solomkina S. G., DUBYKINA A. S. O vlijanii uslovij obrazovanija i primesej na parametry jelementarnoj jachejki prirodnogo kvarca [Effects of formation conditions and impurities on the unit cell parameters of natural quartz]. *Rentgenografija mineral'nogo syr'ja [X-ray analysis of raw materials]*. Moscow: Nedra, 1971. No 8. P. 8–41.

Kovalevskij V. V. Shungit ili vysshij antraksolit? [Shungite or the higher anthraxolite?]. *Zapiski RMO [Proceedings of RMS]*. 2009. No 5. P. 97–105.

Krivandin A. V., Solov'eva A. B., Shatalova O. V., Rozhkova N. N. Harakteristika mineral'noj fazy shungitovyh porod metodom MURR [Characteristics of the mineral phase of shungite rocks by SAXS]. *Trudy mezhdunarodnogo simpoziuma «Uglerodsoderzhashhie formacii v geologicheskoj istorii» [Proceedings of international symposium «Carbon containing formations in geological history»]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2000. P. 115–116.

Kuznecov S. K., Ljutoev V. P., Shanina S. N., Svetova E. N., Sokerina N. V. Osobennosti kachestva zhil'nogo kvarca ural'skih mestorozhdenij [Peculiarities of vein quartz quality, the Urals deposits]. *Izvestija*

Komi nauchnogo centra UrO RAN [Proceedings of Komi science centre, UB RAS]. 2011. No 4 (8). P. 65–72.

Mihajlov V. P., Kuprjakov S. V. Otchjot o rezul'tatah detal'noj razvedki Jugo-Vostochnoj (Maksovskoj) zalezhi Zazhoginskogo mestorozhdenija shungitovyh porod za 1982–1985 gg. [Report on the results of detailed exploration of the Southeast (Maksovo) deposit of the Zazhogino shungite field in 1982–1985]. Petrozavodsk, 1985 (Funds of PGA «Sevzapgeologija»).

Mihajlov V. P., Leont'ev A. G. Shungitovyje porody. Mineral'no-syr'evaja baza Respubliki Karelija. Kniga 2: Nemetallicheskie poleznye iskopaemye. Podzemnye vody i lechebnye grjazi [Shungites. Mineral resources base of the Republic of Karelia. Book 2: Non-metallic minerals. Underground water and mud]. Petrozavodsk: Karelija, 2006. P. 113–123.

Onezhskaja paleoproterozojskaja struktura (geologija, tektonika, glubinnoe stroenie i mineragenija) [Palaeoproterozoic onega structure (geology, tectonics, deep structure and minerageny)]. Eds. L. V. Glushanin, N. V. Sharov, V. V. Shhipcov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 431 p.

Organicheskoe veshhestvo shungitonosnyh porod Karelii (genezis, jevoljucija, metody izuchenija) [The organic matter of Karelian shungite rocks (genesis, evolution and the methods of study)]. Eds. M. M. Filippov, A. I. Golubev, P. V. Medvedev et al. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 1994. 208 p.

*Razva O. S., Anufrienkova A. M., Korovkin M. V. Ocenka stepeni preobrazovanija kvarcitov metodom rentgenovskoj difrakcii [Assessment of quartzite degree of conversion by X-ray diffraction]. *Sovremennye naukoemkie tehnologii [Modern high technologies]. 2014. No 7. P. 27–28.**

Rozhkova N. N. Nanouglerod shungitov [The nano-carbon of shungites]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 100 p.

*Rozhkova N. N., Mihajlina A. A., Rozhkov S. S. Nanostruktury shungitovogo ugleroda v prirode, dispersijah i gibridnyh materialah [The nanostructures of shungite carbon in nature, dispersions and hybrid materials]. *Geologija i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. Iss. 17. P. 86–93.**

*Sadovnichii R. V., Rozhkova N. N. Mineral'nye asociacii vysokouglerodistyh shungitovyh porod Maksovskoj zalezhi (Onezhskaja struktura) [The mineral associations of carbon-rich shungite rocks of the Maksovo deposit (the Onega structure)]. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN [Transactions of KarRC RAS]. 2014. No 1. P. 148–158.**

Shungity Karelii i puti ih kompleksnogo ispol'zovanija [Shungites of Karelia and ways of their integrated use]. Eds. V. A. Sokolov, Ju. K. Kalinin. Petrozavodsk: Karelija, 1975. 240 p.

Shungity – novoe uglerodistoe syr'jo [Shungites – the new carbonaceous raw materials]. Eds. V. A. Sokolov, Ju. K. Kalinin, E. F. Djukkiev. Petrozavodsk: Karelija, 1984. 184 p.

Svetova A. I. Arhejskij vulkanizm Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo pojasa Karelii [Archean volcanism in the Vedlozero-Segozero greenstone belt of Karelia]. Petrozavodsk: Karel'skij filial AN SSSR, 1988. 148 p.

Svetova E. N., Skamnickskaja L. S., Svetov S. A. Mineralogo-geohimicheskaja harakteristika paleoproterozojskijh kvarcevnyh konglomeratov kak netradicionnogo istochnika kvarcevogo syr'ja [Mineralogical and geochemical characteristic of Paleoproterozoic quartz conglomerates as a non-traditional sources of quartz]. Tehnologicheskaja mineralogija v optimizacii processov rudopodgotovki i obogashhenija mineral'nogo syr'ja. Sbornik statej po materialam dokladov VIII Rossijskogo seminaru po tehnologicheskoi mineralologii. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 132–141.

*Svetova E. N., Svetov S. A., Danilevskaja L. A. Redkie i redkozemel'nye jelementy v kvarce kak indikatory uslovij mineraloobrazovanija [Rare and rare earth elements in quartz as indicators of minerogenesis]. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN [Transactions of KarRC RAS]. 2012. No 3. P. 137–144.**

*Ferrari A. C., Robertson J. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. *Physical review B. 2000. Vol. 61, No 20. P. 14095–14107.**

Klug H. P., Alexander L. E. X-ray diffraction procedures, for poly crystalline and amorphous materials. New York John Wiley & Sons. 1954. P. 716.

*Murata K. J., Norman II M. B. An index of crystallinity for quartz. *American Journal of Science. 1976. Vol. 276. P. 1120–1130.**

*Razbirin B. S., Rozhkova N. N., Sheka E. F., Nelson D. K., Starukhin A. N. Fractals of graphene quantum dots in photoluminescence of shungite. *JETP. 2014. Vol. 145, No 5. P. 838–850.**

*Sheka E. F., Rozhkova N. N. Shungite as loosely packed fractal nets of graphene-based quantum dots. *Int. J. Smart Nano Mat. doi: 10.1080 / 19475411.2014.885913. P. 1–16.**

*Zaidenberg A. Z., Rozhkova N. N., Kovalevski V. V., Tupolev A. G. Shungite carbon and fullerenes. *Fullerene Science and Technology. 1998. Vol. 6, No 3. P. 511–517.**

Received March 30, 2015

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Садовничий Роман Васильевич

младший научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск,
Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: romanpost1@rambler.ru
тел.: (8142) 766173

Михайлина Анна Аркадьевна

старший лаборант-исследователь
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск,
Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: eniaam@list.ru
тел.: (8142) 780189

Рожкова Наталья Николаевна

зав. лабораторией, д. х. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск,
Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: rozhkova@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 780189

Ирина Ирина Степановна

ведущий физик
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск,
Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: inina@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 783630

CONTRIBUTORS:

Sadovnichiy, Roman

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,
Karelia, Russia
e-mail: romanpost1@rambler.ru
tel.: (8142) 766173

Mikhaylina, Anna

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,
Karelia, Russia
e-mail: eniaam@list.ru
tel.: (8142) 780189

Rozhkova, Natalia

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,
Karelia, Russia
e-mail: rozhkova@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 780189

Inina, Irina

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

УДК 546.262.3-31-022:553.9

ШУНГИТ – ПРИРОДНЫЙ ИСТОЧНИК НАНОРАЗМЕРНОГО ВОССТАНОВЛЕННОГО ОКСИДА ГРАФЕНА

Е. Ф. Шека¹, Н. Н. Рожкова²

¹ *Российский университет дружбы народов,
кафедра теоретической физики и механики*

² *Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Предлагается рассматривать шунгитовый углерод (шунгит) как природный аллотроп углерода многоуровневой фрактальной структуры, образующийся в результате последовательной агрегации нанолистов ~1 нм восстановленного оксида графена. Турбостратные стопки листов ~1,5 нм толщиной и ~2,5 нм шириной и глобулярная композиция стопок со средним линейным размером ~6 нм определяют вторичные и третичные уровни структуры. Агрегаты глобул размером десятки нанометров завершают структуру. Молекулярная теория оксида графена и эмпирические знания, полученные современной наукой о графене, легли в основу предлагаемого нового видения шунгита. Микроскопическое представление структурной организации шунгитового углерода нашло убедительное подтверждение при анализе эмпирических данных, полученных с использованием квантово-химического моделирования. Впервые продукт геологического процесса описывается на квантовом уровне.

Ключевые слова: наноуглерод; шунгит; восстановленный оксид графена; молекулярная теория графена.

E. F. Sheka, N. N. Rozhkova. SHUNGITE AS A NATURAL SOURCE OF REDUCED NANOSIZED GRAPHENE OXIDE

The authors suggest considering shungite carbon (shungite) as a natural carbon allotrope with a multi-level fractal structure produced by consecutive aggregation of ~1 nm thick reduced graphene oxide nanosheets. Turbostratic stacks of ~1.5 nm thick and ~2.5 nm wide sheets and the globular composition of the stacks, ~6 nm in average linear size, are responsible for the secondary and tertiary levels of the structure. Aggregates of globules, measuring tens of nanometres, complete the structure. The molecular theory of graphene oxide and the empirical knowledge of graphene obtained by modern science have provided the basis for the new vision of shungite proposed by the authors. The microscopic concept of the structural arrangement of shungite carbon has been strongly supported by the analysis of the empirical data obtained by quantum-chemical modeling. It is for the first time that the product of a geological process is described on the quantum level.

Key words: nanocarbon; shungite; reduced graphene oxide; molecular theory of graphene.

Введение

Углерод является бесспорным фаворитом Природы, которая трудилась над ним миллиарды лет, создавая ряд естественных аллотропов. Среди них наиболее известны алмаз, графит, аморфный углерод (уголь и сажа) и лонсдейлит. За последние три десятилетия этот список существенно расширился за счет синтетических углеродов, таких как фуллерены, однослойные и многослойные углеродные нанотрубки, стеклоглерод, углерод на основе линейных цепочек ацетиленовых групп и углеродная сажа. Список должен быть дополнен наноалмазами и нанографитом, а также однослойным и многослойным графеном, графинами и графдиинами. Очевидно, что одно- и многослойный углерод, адсорбированный на различных поверхностях, следует также отнести к этому семейству.

Тем не менее приведенный выше список остается неполным, если шунгитовый углерод (шунгит) не добавлен к группе природных аллотропов. Как известно, этот природный углерод не может быть отнесен ни к алмазу, ни к графиту или аморфным углям. Результатом многочисленных исследований явилось понимание того, что шунгит, будучи чистым углеродом по атомному содержанию, представляет собой фрактальную структуру агломератов, состоящих из наноразмерных глобул [Рожкова, 2011], каждая из которых представляет собой сложный кластер ~ 1 нм графеноподобных листов [Rozhkova et al., 2007]. В данной статье предлагается обобщенный взгляд на шунгит и предлагается микроскопическое видение его происхождения, дополненное представлением о его структуре как многоступенчатой фрактальной композиции наноразмерных фрагментов восстановленного оксида графена (ВОГ).

Шунгит, каким мы его знаем

Шунгитовые породы широко известны и пользуются потребительским спросом благодаря своим уникальным физико-химическим [Рожкова и др., 2004; Rozhkova et al., 2010] и биомедицинским свойствам [Рожков и др., 2008]. Систематические исследования, направленные на установление причин такой уникальности, проводятся уже давно. Как обобщено в работе [Рожкова, 2011], шунгитовый углерод различных месторождений является плотно упакованной пористой структурой агломератов с большим разнообразием пор, размеры которых составляют от единиц до сотни нанометров. Такой большой разброс

размеров пор свидетельствует о многоуровневой структуре агломератов, что могло свидетельствовать об их фрактальной упаковке [Rozhkova et al., 2009]. Действительно, фрактальная структура шунгита была определена методами малоуглового рассеяния нейтронов (МУРН) и малоуглового рентгеновского рассеяния [Avdeev et al., 2006], которые выявили два типа пор шунгита, а именно малые поры с линейными размерами 1–10 нм и крупные поры более 100 нм. Эти результаты позволили предположить, что структура агрегатов формируется глобулярными частицами размером ~ 6 нм в среднем. Представление о глобулярной структуре шунгита не было новым, так как еще в рамках концепций 90-х годов глобулы рассматривались как фуллереноподобные структуры [Kovalevski et al., 1994]. Однако детальные исследования, в частности электронная микроскопия высокого разрешения, дифракция рентгеновских лучей и комбинационное рассеяние, показали, что глобулы представляют собой сложные композиции графеноподобных фрагментов размером ~ 1 нм [Rozhkova et al., 2010; Рожкова, 2012]. Рентгеновская [Ковалевский, 1994] и нейтронная [Sheka et al., 2014a] дифракция показали графитоподобную упаковку этих фрагментов, характеризующуюся межплоскостными расстояниями 3.40 (3) [Rozhkova et al., 2010] и 3.50 (3) Å [Sheka et al., 2014a]. Размер области когерентного рассеяния вдоль оси, перпендикулярной плоскости этих фрагментов, составляет 2.1 (1) нм [Rozhkova et al., 2010] и 1.5 (4) нм [Sheka et al., 2014b]. На основании этих данных было заключено, что шунгитовые глобулы представляют собой агрегаты шести- и пятислойных графитоподобных стопок со средней шириной $\sim 2,5$ нм [Sheka et al., 2014b].

Как отмечалось многократно [Шмидт, 2000], твердые фракталы обладают повышенной растворимостью по сравнению с плотными твердыми телами. В полном соответствии с этим шунгит довольно легко диспергируется в воде в отличие от твердых фуллеренов, нанографитов и других sp^2 наноуглеродов. Водные дисперсии наночастиц шунгита, максимальная концентрация которых не превышает $\sim 0,1$ мг/мл, подробно описаны в работах [Рожкова и др., 2011; Рожкова, 2011]. Если испарение воды заблокировано, дисперсии довольно стабильны и сохраняют свойства в течение длительного периода времени (несколько лет). Полное испарение воды приводит к образованию конденсата из плотно упакованных коллоидных частиц. Структурные и физико-химические характеристики конденсата практически не

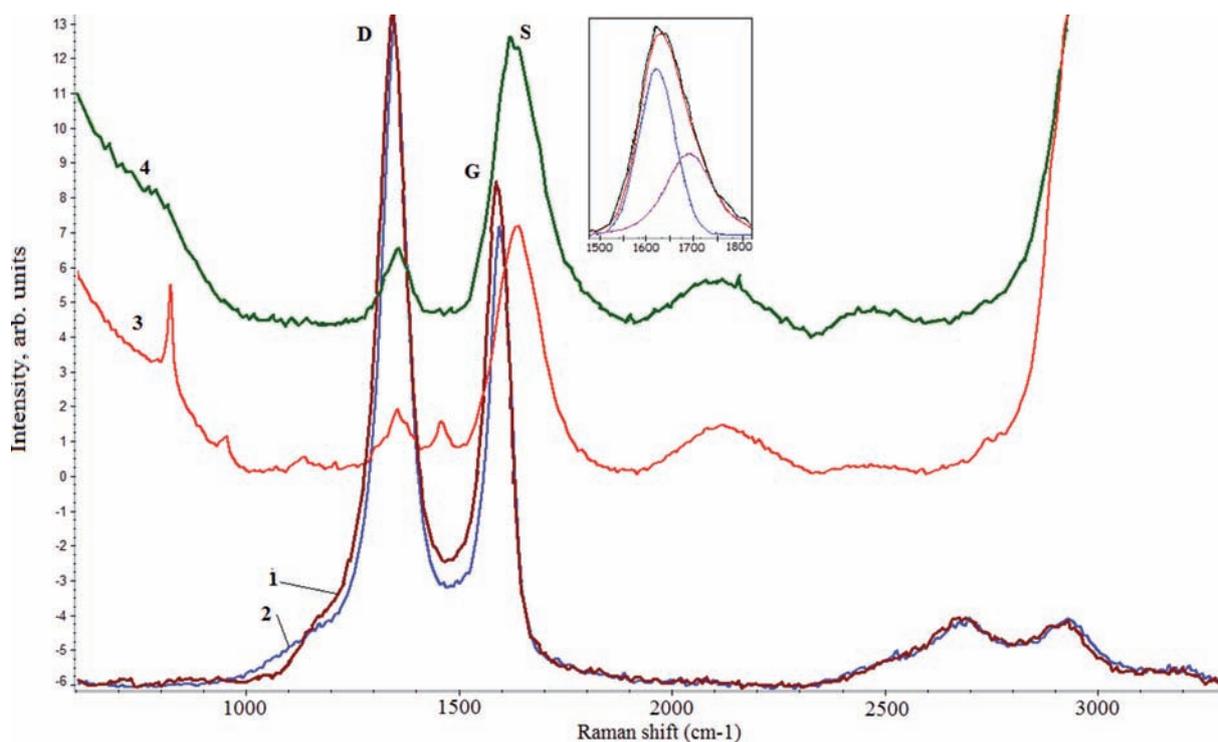


Рис. 1. Спектры КРС порошков исходного шунгита (1), коллоидного конденсата (2) и водных коллоидов шунгитового углерода с концентрацией 0,06 мг/мл (3) и 0,4 мг/мл (4). $T = 293\text{ }^{\circ}\text{C}$, лазерное возбуждение при 532 нм. Вставка – деконволюция пика G спектра 4

отличаются от таковых для исходного шунгита [Рожкова, 2012].

Тесная связь между исходным шунгитом, коллоидными частицами его водных дисперсий и конденсата отчетливо проявляется в комбинационном рассеянии света (КРС). На рисунке 1 показаны спектры КРС двух твердых тел и двух водных дисперсий. Как видно из рисунка, практически идентичные дублеты, состоящие из характерных G и D полос, представляют спектры обоих твердых тел, что говорит об их несомненном сходстве. Тем не менее обе полосы конденсата слегка смещены в сторону больших частот от 1341 до 1348 cm^{-1} (D полоса) и от 1590 до 1596 cm^{-1} (G полоса). Это позволяет предположить, что упаковка коллоидных частиц водных дисперсий шунгита на пути их превращения в конденсат не приводит к полному восстановлению фрактальной структуры исходного шунгита.

В современной науке о графене относительная интенсивность D и G полос I_D / I_G обычно рассматривается как мера совершенства регулярной структуры [Pimental et al., 2007]. Однако по отношению к такой неоднородной структуре, как шунгит, это отношение говорит не о степени пространственной регулярности гексагональной структуры, а об отношении интенсивностей валентных колебаний одиночных (sp^3) и двойных (sp^2) C-C-связей.

Следует ожидать, что колебательная частота плоского бензоидного кольца, отвечающая G полосе, должна быть близка к частоте 1599 cm^{-1} бензольной молекулы. Будучи практически неактивным в КРС свободной молекулы, это колебание резко усиливается для совокупности конденсированных бензоидных колец, определяя, таким образом, появление интенсивной G полосы, которая в пределе соответствует возбуждению $k \approx 0$ фононной моды графенового кристалла. Напротив, D полоса характерна для искаженных бензоидных колец на пути их превращения в циклогексаноиды. Соответствующие частоты валентных C-C колебаний в широком наборе молекул от бензола до циклогексана охватывают достаточно широкий интервал 1330–1390 cm^{-1} в зависимости от того, как много атомов водорода добавляется к бензольному кольцу или сколько sp^2 C-C-связей превращается в sp^3 связи. D полосы обоих твердых образцов на рис. 1 лежат в пределах этого интервала, свидетельствуя тем самым, что значительная часть исходных колец искажены в направлении к циклогексаноидам. Аналогично валентному колебанию sp^2 C-C-связей, валентные колебания циклогексана неактивны в КРС. Однако эта ситуация разительным образом меняется для набора конденсированных циклических колец (см. интенсивную $k \approx 0$ фононную моду 1342 cm^{-1} в экспериментальном

спектре комбинационного рассеяния графана [Elias et al., 2009]). Поэтому I_D / I_G отношение определяет степень $sp^2 \rightarrow sp^3$ трансформации валентных связей, которая, как показывает эксперимент, практически одинакова в случае шунгита и его конденсата.

Валентные O-H колебания $\sim 3400 \text{ см}^{-1}$ доминируют в спектрах КРС водных дисперсий, вследствие чего запись их низкочастотных спектров, представленных на рисунке 1, проводится в условиях накопления. Спектры КРС обеих дисперсий несут явный отпечаток бензоидно-циклогексаноидного преобразования, представленного D-полосами 1345 см^{-1} (кривая 3) и 1347 см^{-1} (кривая 4). Следует отметить, что положения полос явно изменены по отношению к КРС спектру исходного шунгита, в то же время практически совпадая с положением D полосы коллоидного конденсата. Это совпадение свидетельствует о том, что степень бензоидно-циклогексаноидного преобразования в дисперсиях аналогична таковой в твердом конденсате, вследствие чего сдвиг и относительная интенсивность их G полос должны быть аналогичны тем, что наблюдаются для конденсата. Следовательно, соответствующие G полосы дисперсий, значительно ниже по интенсивности D полос, должны быть расположены на частоте $1596 \pm 4 \text{ см}^{-1}$, которая лежит в области низкочастотных крыльев интенсивных S полос. Максимумы этих полос располагаются на частотах 1636 см^{-1} (кривая 3) и 1635 см^{-1} (кривая 4). При большей концентрации наночастиц в дисперсии пик G оказывается суперпозицией двух пиков: 1615 и 1635 см^{-1} (вставка в рис. 1). Первый пик – 1615 см^{-1} – можно соотнести с углеродной составляющей. Ранее пик на частоте 1620 см^{-1} был получен для свежих сколов шунгитовых пород [Холодкевич, Поборчий, 1994]. Разумно предположить, что S полосы обусловлены возбуждением деформационных «ножничных» колебаний молекул воды. Переход от частоты 1585 см^{-1} этих колебаний в свободных молекулах воды к наблюдаемым частотам в области $1627\text{--}1635 \text{ см}^{-1}$ в дисперсиях, по-видимому, говорит о связанном состоянии воды. Действительно, появление в спектре КРС этого колебания со сдвинутой частотой, запрещенного для свободной воды по симметрии, наблюдалось в спектрах комбинационного рассеяния воды, удерживаемой в глинистых минералах [Атага, 1997].

Водные дисперсии обладают широким спектром различных свойств, которые, с одной стороны, указывают на их прямую связь с уникальными свойствами шунгита, а с другой, подобны свойствам, характерным для водных дисперсий

таких квантовых точек, как наночастицы золота и серебра, CdS и CdSe, а также синтетические графеновые квантовые точки [Li et al., 2013]. Аналогично дисперсиям упомянутых наночастиц дисперсии наночастиц шунгита показывают высокую активность по отношению к усилению нелинейных [Каманина и др., 2011; Kamanina et al., 2012; Belousova et al., 2015] и спектральных [Razbirin et al., 2014] оптических свойств. Аналогично синтетическим графеновым квантовым точкам дисперсии наночастиц шунгита демонстрируют большое сходство в появлении высокой неоднородности как морфологических, так и спектральных свойств. Особое внимание следует уделить их биомедицинскому воздействию [Рожков и др., 2008; Горюнов и др., 2012; Rozhkov et al., 2009]. Так, изучение влияния этих дисперсий на поведение сывороточного альбумина показало, что шунгитовые глобулы и белки образуют стабильные биоконъюгаты. Последние не изменяют вторичную структуру белка, но вызывают резкое снижение компактности третичной структуры белка, которая может способствовать различным биомедицинским приложениям.

Шунгит в молекулярной химии графена

Графеноподобная основа структуры шунгита позволяет рассмотреть ее на микроскопическом уровне, используя достижения современной эмпирической и теоретической молекулярной науки о графене. Как оказалось, такой подход дает возможность не только объяснить все особенности физико-химических свойств шунгита, но и приоткрыть завесу над тайной его происхождения.

Представить шунгит в свете современной науки о графене означает ответить на следующие вопросы:

- (1) Каково происхождение основных графеновых элементов шунгита?
- (2) Почему линейный размер этих элементов ограничен $\sim 1 \text{ нм}$?
- (3) Что стабилизирует этот размер и какова в этом роль воды и геологического времени?
- (4) О химическом составе основных графеновых элементов.
- (5) Почему и как эти элементы агрегируют?
- (6) Почему существует два набора пор в шунгитовом углероде?

Знания, накопленные в последние годы молекулярной наукой о графене, позволяют одновременно рассмотреть всю совокупность вопросов. Очевидно, что не все ответы на эти вопросы являются пока полностью исчерпывающими. Тем не менее они представляют

первую попытку увидеть проблему в целом, оставляя детали для последующих уточнений при дальнейших исследованиях. На сегодняшний день возможные ответы могут быть сформулированы следующим образом.

О происхождении основных графеновых элементов шунгита

Для ответа на первый вопрос мы должны обратиться к геологической истории шунгита. Хотя шунгит существует около 2 миллиардов лет, его происхождение все еще является предметом обсуждения [Buseck et al., 1997; Melezhik et al., 2009]. Имеющиеся гипотезы довольно противоречивы. Согласно биогенной концепции, шунгит образовался из органических отложений, богатых углеродом. Согласно другим мнениям, шунгит имеет вулканическое эндогенное или даже внеземное происхождение. В отличие от графита, который широко распространен в земной коре, месторождения шунгита пространственно ограничены, и бассейн Онежского озера Карелии является основной областью на Земле для добычи шунгита как горной породы.

Два отличительных обстоятельства характерны для геологии карельского региона, а именно: (1) шунгитовые отложения вокруг Онежского озера соседствуют с графитовыми в непосредственной близости от Ладожского озера и (2) онежский регион характеризуется обилием воды, как в открытых водоемах, так и минеральной. Первое обстоятельство является убедительным доказательством того, что карельский регион в целом благоприятен для формирования графеновых слоев, подтверждая тем самым общность истоков графита и шунгита. Второе обстоятельство заставляет обратить особое внимание на водную среду.

К настоящему времени основные положения геологии графита достаточно четко определены. Согласно современной концепции [Kwiecińska, Petersen, 2004], графит может быть либо (i) сингенетичным, формируясь в процессе метаморфической эволюции углеродного вещества, рассеянного в отложениях, либо (ii) эпигенетичным, беря свое начало в осадках твердого углерода, выпадающих из насыщенных углеродом С-О-Н жидкостей. На основе анализа огромного эмпирического материала предпочтение отдано первой точке зрения. Превращение углеродного вещества включает структурные и композиционные изменения основных структурных единиц графита в форме ароматических ламелей (графеновых листов) и происходит в природе в рамках

термического или регионального метаморфизма, что, кроме температурного воздействия, включает деформацию сдвига и энергию напряжения. Температура от 380 до ~450 °С и давление от 2×10^2 МПа (2 кбар) и 3×10^2 МПа (3 кбар) эффективно управляют графенизацией [Landis, 1971; Diessel, Offler, 1975].

Принимая сингенетическую графенизацию (в данном случае термин графенизация наиболее адекватен для точного описания происходящего процесса [Bianco et al., 2013]) как общий процесс, лежащий в основе образования как графита, так и шунгита в карельском регионе, мы можем предложить следующий ответ на первый вопрос.

Графенизация является длительным сложным процессом, который, совершаясь в течение геологического масштаба времени, несомненно, сопровождается различными химическими реакциями. Очевидно, что скорость и характер реакций зависят от окружающей среды. Вполне разумно предположить, что водная среда при 300–400 °С, в которой происходит метаморфическая эволюция углеродного вещества, является динамично изменяющейся смесью молекул воды, атомов водорода и кислорода, а также гидроксильных и карбоксильных радикалов. Взаимодействие углеродного вещества с этой смесью, подвергнутого структурным и композиционным изменениям в ходе увеличения ламелей графена и залечивания пор, сопровождает процесс графенизации. Гидратация, гидрирование, окисление, гидроксильное и карбоксильное окисление растущих графеновых ламелей являются наиболее ожидаемыми реакциями. В связи с этим очень важным становится то обстоятельство, что, согласно молекулярной теории графена [Sheka, Chernozatonskii, 2010; Sheka, 2011, 2012; Sheka, Popova, 2012, 2013], любая химическая реакция с участием лепестка-молекулы графена начинается на его краевых атомах в связи с особыми свойствами этих атомов. Так, рисунок 2 представляет типичную карту распределения атомной химической восприимчивости (ACS) по атомам нанографеновой молекулы (5,5) НГ (молекула представляет собой прямоугольный фрагмент графена, содержащий $n_a = 5$ и $n_z = 5$ бензоидных колец вдоль кресло- и зигзагообразных краев соответственно). Представленная ACS карта характерна для графенового фрагмента с «обнаженными» (нетерминированными) краевыми атомами любого размера и формы. Как видно из рисунка 2, химическая активность краевых атомов превышает активность атомов в базальной плоскости примерно в четыре раза. Следовательно,

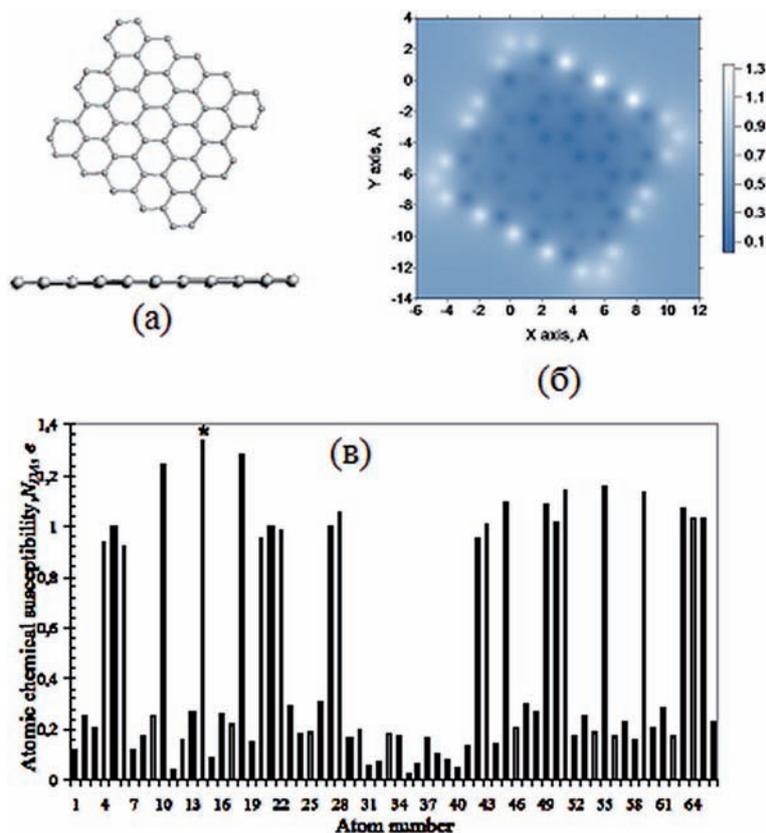


Рис. 2. Равновесная структура молекулы (5, 5) НГ; вид сверху и сбоку (а). Распределение атомарной химической восприимчивости (ACS) по атомам молекулы в реальном пространстве (б) и в соответствии с номерами атомов в выходном файле (в)

любая реакция присоединения начинается с участием именно этих атомов. Очевидно, что это присоединение останавливает рост ламелей в горизонтальном направлении, ограничивая тем самым латеральные размеры образованного графенового листа. Таким образом, терминирование краевых атомов химическими аддендами является главной причиной остановки роста ламели, ограничивая тем самым ее линейные размеры образующихся графеновых слоев.

Эмпирически это неоднократно наблюдалось в случае оксида графена (ОГ) [Dreyer et al., 2010; Hui, Yun, 2011; Kuila et al., 2012; Dimiev et al., 2013]. Таким образом, поскольку вышеуказанные реакции начинались одновременно с рождением ламелей (зарождением месторождения), их эффективность определяла, будут ли формирующиеся ламели графена увеличиваться в размере (реакции низкой эффективности), или, наоборот, размер ламелей будет ограничен (реакции высокой эффективности). Поскольку крупные месторождения графита широко распространены по всей Земле, следует признать, что водная среда органических богатых углеродом отложений в общем случае

не создавала надлежащих условий для эффективного ограничения роста листов графена в ходе графенизации. Тем не менее очевидно, что в некоторых местах Земли конкретные причины могут изменить ситуацию. По-видимому, это произошло в бассейне Онежского озера, что вызвало образование наноразмерных графеновых ламелей, составивших основу шунгита. Некоторые геологи указывали на соответствие в образовании шунгита с увеличением концентрации кислорода в атмосфере, которое состоялось 1,9–2,1 млрд лет назад [Голубев и др., 2010].

Линейные размеры шунгитовых графенов

Если химическое терминирование краевых атомов графеновых ламелей отвечает за ограничение их размера, то ответ на вопрос об ограничении их размеров до ~1 нм следует искать в соответствующих реакционных особенностях. Прежде всего нужно выбрать среди возможных реакций те, которые будут заведомо предпочтительнее в условиях долговременной графенизации. Относя гидроксильное и карбоксильное к реакциям окисления,

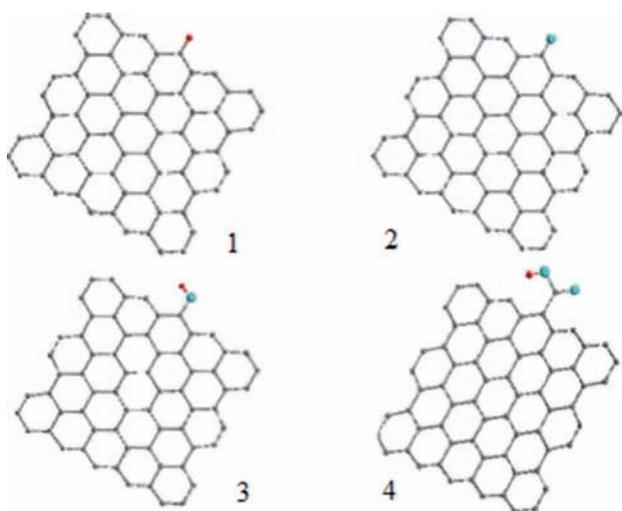


Рис. 3. Барьерные профили десорбции атомов водорода (1) и кислорода (2), а также гидроксила (3) и карбоксильной группы (4) с (5, 5) НГ молекул моногидрида и монооксида графена (2)–(4). Здесь и во всех последующих рисунках темно-серый, синий и красные шары отмечают атомы углерода, кислорода и водорода соответственно

мы должны сделать выбор из оставшихся трех, а именно гидратации, гидрирования и окисления. Все три реакции хорошо изучены для графена на молекулярном уровне эмпирически и теоретически.

Исходная графеновая ламель является гидрофобной, так что ее взаимодействие с молекулой воды слабо. Химическая связь молекулы воды с графеновыми листами может возникать в ряде случаев лишь на зигзагообразных краях, характеризуясь при этом малой энергией связи. В соответствии с этим вода не может рассматриваться в качестве серьезного химического реагента, ответственного за химическую модификацию исходных ламелей графена. Тем не менее вода играет чрезвычайно важную роль в постепенном преобразовании первичной структуры в конечную структуру шунгита, что будет обсуждаться в следующем разделе.

Гидрирование графена активно исследуется как вычислительно, так и экспериментально. На молекулярном уровне, в зависимости от внешних условий, касающихся закрепления периметра графенового листа и доступности его базальной плоскости атомам водорода с одной или двух сторон, образуются разные гидриды графена [Sheka, Popova, 2012]. Эмпирически (см. [Chen et al., 2012] и ссылки в ней) гидрирование графена является трудной задачей, и процесс обычно включает такие серьезные требования к внешним условиям, как высокие температуры и высокое давление или использование специальных устройств, плазменного отжига, электронного облучения и так далее.

Возможно, что затрудненность реакции гидрирования обусловлена необходимостью преодоления энергетического барьера при каждом добавлении атома водорода к листу графена. Нами рассмотрена зависимость энергии связи различных присоединяемых атомов или атомных групп от их расстояния от выбранного атома углерода, расположенного на зигзагообразном крае молекулы (5, 5) НГ, которая представлена на рисунке 3. Действительно, в случае атома водорода зависимость выявляет барьер, высота которого составляет ~ 13 ккал/моль.

В противоположность гидрированию окисление графена намного более благоприятно. К настоящему времени эта реакция тщательно изучена при различных условиях (см. обзоры [Dreyer et al., 2010; Hui, Yun, 2011; Kuila et al., 2012] и ссылки в них) и достигнутый уровень ее понимания очень высок. Последнее обстоятельство легло в основу технологии массового производства технического графена, представляющего собой ВОГ [Pan, Aksay, 2011]. В лабораторных условиях было установлено, что реакция окисления сопровождается как разрушением исходного графита, так и превращением макро-размерных графеновых листов в совокупность наноразмерных осколков [Hui, Yun, 2011; Singh et al., 2011]. Так, 900 секунд непрерывного окисления приводят к раздроблению микронного листа графена на кусочки размером в ~ 1 нм [Hui, Yun, 2011]. Особое значение имеет то обстоятельство, что продление окисления не вызывает уменьшения размера, таким образом, стабилизируя конечные куски на уровне 1 нм. Это открытие позволяет предположить, что листы шунгита размером ~ 1 нм были сформированы на протяжении геологически длительного окисления пластинок графена, полученных при графенизации углеродных отложений.

Роль воды и геологического времени

Многочисленные экспериментальные исследования [Zhu et al., 2010; Hui, Yun, 2011; Kuila et al., 2012; Dimiev et al., 2013] и недавнее подробное рассмотрение ОГ с точки зрения молекулярной теории [Sheka, Popova, 2013] позволили установить, что оксид графена является продуктом гетеро-окислительной реакции. Три окислителя, представляющие собой атомы кислорода O, гидроксилы OH и карбоксильные группы COOH, являются основными участниками реакции, различающимися соответствующим вкладом в образование конечного продукта.

На рисунке 4 представлены конечные продукты окисления молекулы (5, 5) НГ,

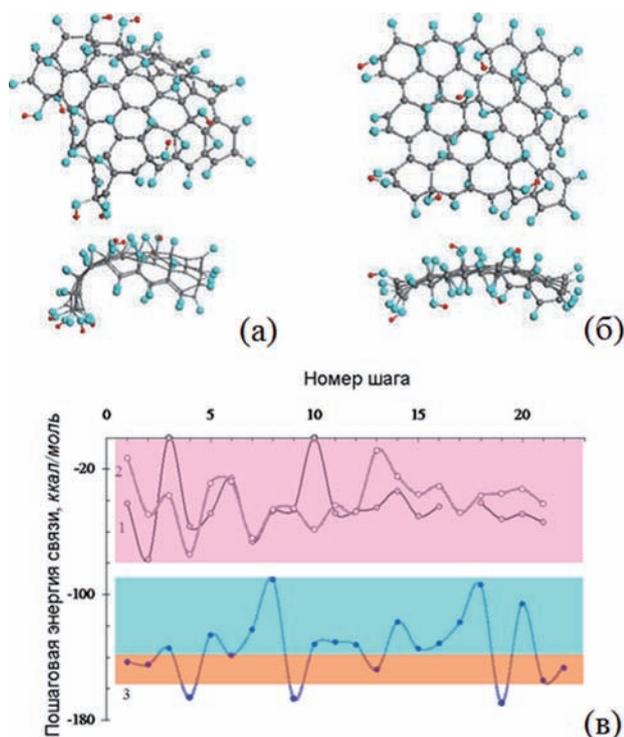


Рис. 4. Равновесные структуры (вид сверху и сбоку) полностью насыщенных кислородом молекул (5, 5) ОГ при доступности базальной плоскости исходного графена только сверху (а) или с двух сторон (б); молекулы ОГ I и ОГ II соответственно (в). Пошаговая энергия связи в зависимости от номера шага для семейства оксидов на пути образования молекулы ОГ I при последующих присоединениях атомов кислорода и гидроксильной группы к атомам углерода, лежащим либо в базальной плоскости (кривые 1 и 2), либо по краям листа (кривая 3) [Sheka, Popova, 2013]

полученные в рамках молекулярной теории графена. Молекулы ОГ I и ОГ II получены в результате пошагового присоединения указанных окислителей к молекуле графена при условии, что базальная плоскость исходной молекулы доступна окислителям либо только сверху (см. рис. 4, а) или с обеих сторон (см. рис. 4, б). Выбор предпочтительного окислителя на каждом шаге реакции был подчинен критерию наибольшей энергии связи [Sheka, Popova, 2013]. Кривые, приведенные на рисунке 4 (в), представляют пошаговые энергии связи, которые описывают последовательное изменение энергетике присоединения окислителей в процессе окисления молекулы ОГ I (аналогичные зависимости имеют место для молекулы ОГ II). Вопреки мнению, имеющему широкое распространение применительно к оксидам графена, карбоксильные группы не удовлетворяют критерию максимальной энергии связи как при их присоединении к краевым атомам углерода, так и при расположении в базальной плоскости и поэтому уступают двум другим

окислителям. Лишь значительное увеличение размера исходной молекулы графена, как показано в последнее время [Sheka, 2014], позволяет выявить присутствие этих групп на краях молекулы.

Благоприятствующие окислению гидротермальные условия, сопровождающие образование шунгита, могут рассматриваться как серьезный аргумент в пользу гипотезы о происхождении шунгита по сценарию ОГ. Однако при анализе массового содержания кислорода мы сталкиваемся с серьезным противоречием. Так, вместо ожидаемого состава $\sim C_2O$, при котором вклад кислорода составляет десятки процентов, в действительности мы имеем дело с очень небольшим содержанием кислорода в шунгите [Филиппов, 2002]. Действительно, последние данные по микроанализу образцов шунгита на сетке электронного микроскопа высокого разрешения определяют содержание кислорода на уровне 1,8–2,7 вес. % (данные М. В. Тринихина). Это противоречие заставляет думать о полном или частичном восстановлении первично образованного ОГ в процессе его геологического становления.

Как следует из кривых, представленных на рисунке 4 (в), ОГ характеризуется двумя областями химической связи окислителей с молекулой графена: в то время как химическая связь окислителей с краевыми атомами молекулы является сильной, углеродные атомы молекулы в базальной плоскости связываются с ним значительно слабее. Это обстоятельство имеет ключевое значение, определяющее восстановление ОГ. Очевидно, что восстановление ОГ начинается с уходом кислородсодержащих групп из базальной плоскости молекулы. Удаление аналогичных групп, расположенных по периметру молекулы, требует приложения намного больших усилий. Таким образом, восстановление ОГ позволяет объяснить снижение содержания кислорода до нескольких процентов.

Обычно восстановление синтетического ОГ в лабораторных условиях происходит при использовании сильных восстановителей, полностью отсутствующих в водной среде шунгита. Однако, как это было показано недавно [Liao et al., 2011], восстановление ОГ может иметь место и в воде, что требует только намного большего времени для завершения процесса. Очевидно, что геологическое время образования шунгита вполне достаточно для восстановления исходных ОГ в воде. Таким образом, вода играет определяющую роль в формировании базового элемента структуры шунгита.

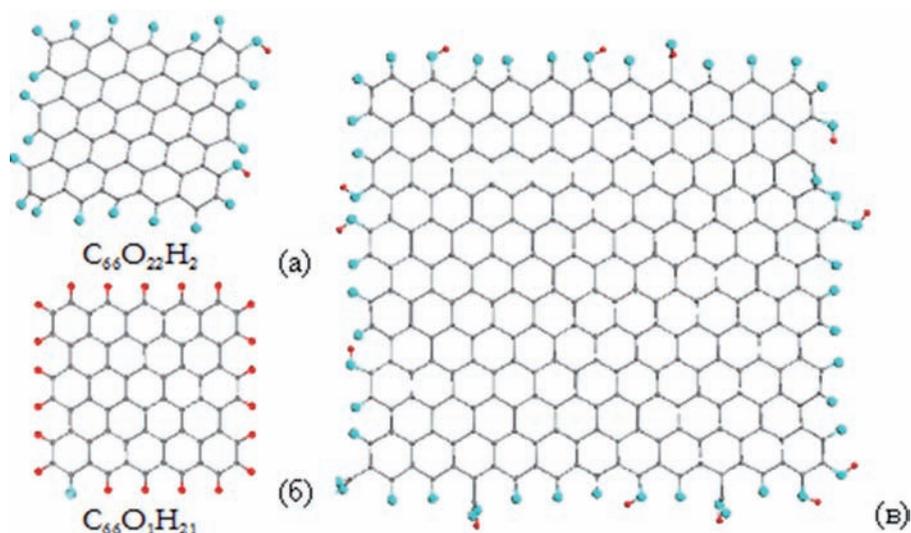


Рис. 5. Молекулы восстановленного оксида графена (5, 5) ВОГ химического состава $C_{66}O_{22}H_2$ [Sheka, Popova, 2013] (а) и $C_{66}O_1H_{21}$ [Sheka et al., 2014a] (б) и (11, 11) ВОГ [Sheka, 2014a] (в)

О химическом составе основных графеновых элементов

На рисунке 5 представлены равновесные структуры молекул восстановленного оксида графена (ВОГ), а именно двух молекул (5, 5) ВОГ разного химического состава и молекулы (11, 11) ВОГ, с поперечными размерами $1,3 \times 1,4 \text{ нм}^2$ и $10 \times 10 \text{ нм}^2$ соответственно. Молекула (5, 5) ВОГ химического состава $C_{66}O_{22}H_2$ на рис. 5 (а) была получена при оптимизации остаточной структуры молекулы (5, 5) ОГ (см. рис. 4, а, б) после удаления всех эпоксидных и гидроксильных групп с ее базальной плоскости. Молекула (11, 11) ВОГ отвечает такой же степени восстановления и была численно синтезирована [Sheka, 2014] в ходе пошагового окисления, подробно описанного в работе [Sheka, Popova, 2013].

Как видно из рисунка 5 (в), кислородсодержащее обрамление исходной молекулы (11, 11) ВОГ в дополнение к карбонильным и гидроксильным группам пополяется четырьмя карбоксилатами, что упоминалось ранее.

Восстановление sp^2 конфигурации атомов углерода в базальной плоскости молекулы (5, 5) ВОГ приводит к заметному уплощению молекулы. Ее планарность остается нарушенной лишь в области краевых атомов, расположенных в углах. Основываясь на эмпирической оценке размера основного структурного элемента шунгита $\sim 1 \text{ нм}$, молекулу (5, 5) ВОГ, или наноллист ВОГ, можно предложить в качестве разумной модели основного структурного элемента шунгита. Тем не менее содержание кислорода в этом случае все еще остается высоким и составляет

$\sim 20 \%$, что намного превышает эмпирические данные. Обнаруженное несоответствие может означать, что в действительности часть атомов кислорода в обрамлении наноллистов ВОГ заменена другими атомами (например, водородом). Большая амплитуда колебаний значений пошаговой энергии связи в области обрамления (см. кривую 3 на рисунке 4, в) может быть одной из возможных причин. Действительно, атомы, которые соответствуют верхней части графика, могут быть удалены в процессе восстановления дополнительно к атомам с базальной плоскости. Подробно процесс постепенного ужесточения восстановления ОГ описан в работе [Sheka et al., 2014б]. Молекула (5, 5) ВОГ химического состава $C_{66}O_1H_{21}$, отвечающая микроаналитическому атомно-весовому составу шунгита, приведена на рис. 5 (б). Как видно из рисунка, представленные на нем две молекулы (5, 5) ВОГ по химическому составу совершенно различны. Это говорит о том, что термин ВОГ не однозначен и под ним скрывается очень широкий класс полипроизводных молекул графена, различающихся как по химическому составу, так и по размеру и форме углеродного каркаса. Планарность углеродного каркаса и расположение терминирующих химических агентов по его периметру являются единственными общими свойствами практически бесчисленного числа возможных ВОГ.

Агрегация основных структурных элементов шунгитового углерода

Предполагая, что наноллисты ВОГ, генерируемые в водной среде, представляют первый

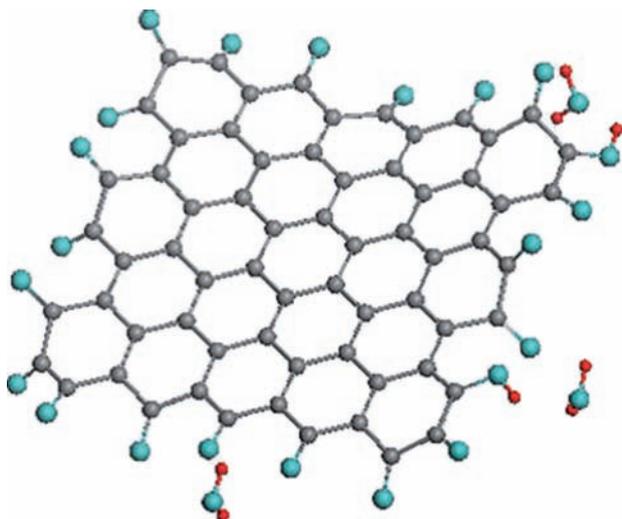


Рис. 6. Равновесная структура комплекса, который включает молекулу (5, 5) ВОГ и три молекулы воды. Начальное положение молекул воды соответствует их размещению в пределах центральной части базальной плоскости на расстоянии 1.8\AA над нею. Общая энергия связи составляет $-27,15$ ккал/моль [Natkaniec et al., 2013]

этап образования шунгита, проследим их путь от отдельных молекул до плотно упакованного шунгитового углерода. Очевидно, что этот путь проходит через последовательные стадии агрегации. Эмпирически доказано, что агрегация характерна и для синтетических ОГ, и для листов ВОГ. Так, данные, полученные с помощью инфракрасного поглощения [Acik et al., 2010] и неупругого рассеяния нейтронов (НРН) [Buchsteiner et al., 2006; Natkaniec et al., 2013], показали, что синтетический ОГ образует турбоэстратные структуры, удерживающие воду. Аналогичные особенности структуры были предложены недавно для синтетического ВОГ [Natkaniec et al., 2013] и шунгита [Sheka et al., 2014a]. При этом нейтронная дифракция показала [Natkaniec et al., 2013; Sheka et al., 2014b], что характерное межплоскостное расстояние графита d_{002} составляет в среднем $\sim 6,9\text{\AA}$ в случае ОГ и $\sim 3,5\text{\AA}$ для ВОГ как синтетического, так и природного происхождения вследствие восстановления планарности листов ВОГ в процессе химического восстановления ОГ.

Проведенные квантово-химические вычисления показали [Natkaniec et al., 2013], что молекулы воды удобно располагаются между соседними слоями стопочной структуры ОГ, в то время как в случае ВОГ молекулы воды могут быть удержаны лишь краевыми атомами вне базальной плоскости (рис. 6). В рамках стопочной структуры ВОГ молекулы воды могут располагаться только в порах, образованных стопками. Проведенное исследование НРН

[Sheka et al., 2014a] подтвердило удержание воды в порах шунгита. Одновременно была доказана роль нанофрагмента ВОГ как основного структурного элемента шунгита, что позволило представить элементы следующих этапов структуры шунгита на атомном уровне.

Характерные дифракционные d_{002} пики шунгита сильно расширены по сравнению с такими же в графите, что позволяет оценить толщину ВОГ-стопок в $\sim 1,5$ нм [Sheka et al., 2014b]. Это соответствует пяти и шести слоям в стопке. Стопки образуют вторичную структуру шунгита. В свою очередь стопки объединяются в глобулы, которые представляют третий уровень структуры шунгита [Рожкова, 2011]. Проекция на плоскость одной из возможных моделей таких глобул представлена на рисунке 7. В качестве базового элемента взята молекула (5, 5) ВОГ на рис. 5 (б). При этом внутренняя поверхность пор внутри глобулы покрыта главным образом атомами водорода, как следует из структуры молекулы (5, 5) ВОГ, и вода в порах удерживается единичными атомами кислорода.

Именно эта удерживаемая вода, общим весовым содержанием в 4 %, легла в основу зарегистрированных спектров неупругого рассеяния нейтронов [Sheka et al., 2014b]. Взаимодействие между глобулами приводит к образованию более крупных агрегатов с поперечными размерами 20–100 нм, агломерация которых завершает формирование фрактальной структуры шунгита.

Поры в шунгитовом углероде

В пористых фрактальных структурах размер пор, как правило, плотно связан с линейными размерами структурных элементов, участвующих в формировании пор [Gouyet, 1996]. Более того, чем больше разнообразие размеров этих элементов, тем шире распределение пор по размерам. Вследствие этого различие размеров структурных элементов многоуровневого шунгитового фрактала заведомо предопределяет наличие пор разного размера. Так, как видно из рис. 7, неравномерное распределение стопок ВОГ в пространстве вызывает формирование различных внутриглобулярных пор, линейные размеры которых сопоставимы с размерами стопок. Действительно, один из линейных размеров пор определяется линейными размерами нанолитов ВОГ, в то время как два других размера определяются толщиной стопок ВОГ. Поскольку все эти размеры сосредоточены в интервале 1,5–2,5 нм, размеры пор, образованных стопками, должны быть такого же порядка. При рассуждении подобным

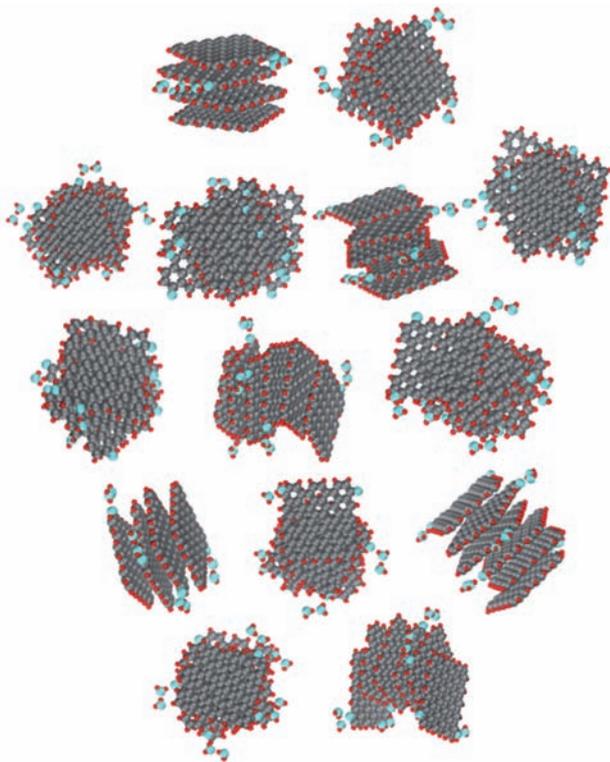


Рис. 7. Проекция на плоскость одной из возможных моделей глобулы шунгита, образованной четырех-, пяти- и шестислойными стопками наноллистов (5, 5) ВОГ химического состава $C_{66}O_1H_{21}$ в окружении молекул воды, отвечающих 4 % весового состава. Стопки произвольно расположены и ориентированы в пространстве. Вертикальные и горизонтальные размеры глобулы ~ 7 нм. Среднее межплоскостное расстояние d_{002} в стопках и их средние продольные и поперечные размеры составляют $\sim 0,35$; $\sim 1,4$ и $\sim 1,7$ нм соответственно [Sheka et al., 2014a]

образом становится очевидным, что глобулы со средним размером $\sim 5-7$ нм могут образовывать поры аналогичного размера, в то время как агрегаты глобул берут на себя ответственность за образование пор размером в несколько десятков нанометров и более. Такое представление о пористой структуре шунгита хорошо согласуется с результатами МУРН, которые свидетельствуют о наличии в шунгите двух наборов пор в диапазоне 2–10 нм и выше 100 нм [Avdeev et al., 2006]. Взятые вместе многоуровневые структурные элементы и различная пористость делают фрактальную структуру шунгита полностью самосогласованной.

Заключительные замечания

Основная идея, обсуждаемая в настоящей статье, состоит в том, что молекулярная химия на этапе начальной графенизации закладывает основу отличия в образовании графита и шунгита в естественных условиях в течение

геологического времени. Предложенная концепция указывает путь проверки этого предположения, состоящий в выявлении химических реакций, которые отвечают за происхождение углерода шунгитовых месторождений, и в моделировании конечных продуктов этих реакций. Установленные на основе теории генезиса графита [Kwiecińska, Petersen, 2004], участники реакций включают в свой состав, с одной стороны, такие молекулярные объекты, как имитирующие фрагменты поликонденсированных бензоидных колец (углеродный субстрат или «обнаженные» графеновые ламели), а также молекулярные (вода, карбоксил, гидроксил) и атомарные (водород, кислород) химические реагенты, с другой. Как следует из молекулярной теории графена [Sheka, 2012] и из общих основ химии нанобъектов [Hoffmann, 2013], «обнаженные» графеновые ламели из-за оборванных ковалентных связей их краевых атомов кинетически неустойчивы. Как и в случае других нанобъектов, они будут пытаться «лечить себя», вследствие чего резко возрастает стабилизирующая роль внешних молекул. В полном соответствии с этим заключением, продолжает Р. Хоффман [Hoffmann, 2013], «очень сильная стабилизация будет подавлять рост (нанобъекта); в то время как слабая стабилизация не мешает (его) возрастанию до твердого тела». Различие в степени стабилизации первично «обнаженных» графеновых ламелей была второй основной идеей предложенного рассмотрения. Так, высокоэффективная стабилизация ламели приводит к образованию шунгита, тогда как слабая – обеспечивает образование графитовых месторождений. Стабилизирующие реакции контролируются реагентами, входящими и выходящими из состава исходных графеновых ламелей, в то время как термодинамические (энергии Гиббса) и кинетические (энергии активации) факторы определяют динамику процесса. Мы полагаем, что углерод шунгитовых месторождений сформировался в результате баланса ряда многореагентных процессов, каждый из которых регулируется своей термодинамикой и кинетикой. Наличие других атомных элементов, таких как кремний и металлы, несомненно, влияет на образование месторождений шунгита неоднородны по содержанию углерода, величина которого изменяется от 3 до 98 % [Рожкова, 2011]. Кремний является основным партнером смешанных отложений. Однако, говоря о шунгите как аллотропе углерода, мы имеем в виду шунгитовую породу месторождения Шуньга с наиболее высоким содержанием углерода [Филиппов, 2002].

Два следующих концептуально важных понятия, рассмотренные в настоящей статье, касаются окислительно-восстановительных реакций, которые регулируют химическую модификацию исходных графеновых ламелей. На основе широкого опыта, накопленного химией графена в лабораторных условиях, и расширенного вычислительного эксперимента [Sheka, Porova, 2013] показано, что окислительно-восстановительные реакции намного предпочтительнее реакций гидратирования и гидрирования графена. Реакции окисления и восстановления действуют одновременно, но с разной целью: окисление стабилизирует рост исходных графеновых ламелей, определяя их нанометровый размер, в то время как восстановление освобождает окисленные графеновые нанолиты от кислородсодержащих групп, расположенных как на базальной плоскости, так и по периметру листов. Это заключение находится в полном согласии с эмпирическими данными по шунгиту, относящимися к (1) ~1 нм нанолитам восстановленного оксида графена в качестве основного структурного элемента макроскопической структуры шунгита и (2) низкому остаточному содержанию кислорода в большинстве описанных образцов углерода шунгитов.

Шунгит образовался в воде, и хотя молекулы воды не действуют в качестве активных химических реагентов на стадии окисления, они играют очень важную роль в восстановлении [Liao et al., 2011], а также в образовании твердой шунгитовой породы. Во-первых, медленное восстановление оксида графена в воде, несомненно, способствовало накоплению нанолитов ВОГ в течение длительной геологической истории шунгита. Не следует также исключать возможную химическую модификацию нанолитов ВОГ (например, *post*-гидрирование) в процессе их длительного пребывания в горячей воде. Во-вторых, молекулы воды, заполняющие поры шунгита, способствовали укреплению фрактального каркаса углерода шунгита. Эти процессы, взятые вместе, привели к созданию уникальной природной кладовой важного сырья шестого технологического уклада – наноразмерного восстановленного оксида графена.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований РАН, Науки о Земле, раздел 5, и грантов РФФИ 13-03-00422 и 14-08-91376.

Авторы выражают благодарность Н. Поповой за помощь в расчетах барьеров реакций.

Литература

- Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Связь углеродонакопления с основным вулканизмом в палеопротерозое Карелии (ятулийско-людиковийский переход) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2010. Вып. 13. С. 73–79.
- Горюнов А. С., Борисова А. Г., Колодей В. А., Рожков С. П. Спектроскопия комбинационного рассеяния биоконъюгатов сывороточного альбумина и шунгитового наноуглерода // Труды КарНЦ РАН. Сер. Экспериментальная биология. 2012. № 2. С. 154–158.
- Ивановский А. Л. Графеновые и графеноподобные материалы // Успехи химии. 2012. Т. 81, вып. 7. С. 571–605.
- Каманина Н. В., Серов С. В., Шурпо Н. А., Рожкова Н. Н. Светоиндуцированное изменение показателя преломления в наноструктурированных полиимидных системах с шунгитами // Письма в ЖТФ. 2011. Т. 37, вып. 20. С. 16–22.
- Ковалевский В. В. Структурное состояние шунгитового углерода // Ж. неорг. хим. 1994. Т. 39, № 1. С. 31–35.
- Рожков С. П., Рожкова Н. Н., Суханова Г. А. и др. Взаимодействие углеродных наночастиц с белковыми молекулами по данным ДСК // Наночастицы в конденсированных средах: сб. научных статей / Ред. П. А. Витязь. Минск: БГУ, 2008. С. 134–139.
- Рожкова Н. Н., Емельянова Г. И., Горленко Л. Е., Лунин В. В. Шунгит и его модифицирование // ЖВХО им. Д. И. Менделеева. 2004. Т. XLVIII, № 5. С. 107–115.
- Рожкова Н. Н., Емельянова Г. И., Горленко Л. Е. и др. От устойчивой водной дисперсии наночастиц углерода к кластерам метастабильного углерода шунгитов // Физика и химия стекла. 2011. Т. 37, № 6. С. 853–859.
- Рожкова Н. Н. Наноуглерод шунгитов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 100 с.
- Рожкова Н. Н. Агрегация и стабилизация наночастиц углерода шунгитов // Экологическая химия. 2012. № 4. С. 240–251.
- Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 280 с.
- Холодkevич С. В., Поборчий В. В. Спектры КРС и природа повышенной стабильности естественного стеклоуглерода и шунгитов // Письма в ЖТФ. 1994. Т. 20, вып. 3. С. 22–25.
- Шмидт Ф. К. Фракталы в физической химии гетерогенных систем и процессов. Иркутск: Иркутский университет, 2000. 147 с.
- Acik M., Mattevi C., Gong C. et al. The role of intercalated water in multilayered graphene oxide // ACS Nano. 2010. Vol. 4. P. 5861–5868.
- Amara A. B. H. X-ray diffraction, infrared and TGA/DTG analysis of hydrated nacrite // Clay Minerals. 1997. Vol. 32. P. 463–470.
- Avdeev M. V., Tropin T. V., Aksenov V. L. et al. Pore structures in shungites as revealed by small-angle neutron scattering // Carbon. 2006. Vol. 44. P. 954–961.

- Belousova I. M., Videnichev D. A., Kislyakov I. M. et al.* Comparative studies of optical limiting in fullerene and shungite nanocarbon aqueous dispersions // *Optical Materials Express*. 2015. Vol. 5, no. 1. P. 169–175.
- Bianco A., Cheng H.-M., Enoki T. et al.* All in the graphene family – a recommended nomenclature for two-dimensional carbon materials // *Carbon*. 2013. Vol. 65. P. 1–6.
- Buchsteiner A., Lerf A., Pieper J.* Water dynamics in graphite oxide investigated with neutron scattering // *J. Phys. Chem. B*. 2006. Vol. 110. P. 22328–22338.
- Buseck P. R., Galdobina L. P., Kovalevski V. V. et al.* Shungites: the C-rich rocks of Karelia, Russia // *Canadian Mineralogist*. 1997. Vol. 35, no. 6. P. 1363–78.
- Chen W., Zhu Z., Li S. et al.* Efficient preparation of highly hydrogenated graphene and its application as a high-performance anode material for lithium ion batteries // *Nanoscale*. 2012. Vol. 4. P. 2124–2129.
- Diessel C. F. K., Offler R.* Change in physical properties of coalified and graphitized phytoclasts with grade of metamorphism // *Neues. Jahrb. Mineral Monatsh*. 1975. Vol. 1. P. 11–26.
- Dimiev A. M., Alemany L. B., Tour J. M.* Graphene oxide. Origin of acidity, its instability in water, and a new dynamic structural model // *ACS Nano*. 2013. Vol. 7. P. 576–584.
- Dreyer D. R., Park S., Bielawski C. W., Ruoff R. S.* The chemistry of graphene oxide // *Chem. Soc. Rev*. 2010. Vol. 39. P. 228–240.
- Elias D. C., Nair R. R., Mohiuddin T. M. G. et al.* Control of graphene's properties by reversible hydrogenation: Evidence for graphene // *Science*. 2009. Vol. 323. P. 610–613.
- Gouyet J.-F.* *Physics and Fractal Structures*. Paris; New York: Masson Springer, 1996.
- Hoffmann R.* Small but strong lessons from chemistry for nanoscience // *Ang. Chem. Int. Ed*. 2013. Vol. 52. P. 93–103.
- Hui W., Yun H. H.* Effect of oxygen content on structures of graphite oxides // *Ind. Eng. Chem. Res*. 2011. Vol. 50. P. 6132–6137.
- Kamanina N. V., Serov S. V., Shurpo N. A. et al.* Polyimide-fullerene nanostructured materials for nonlinear optics and solar energy applications // *J. Mater. Sci.: Mater. Electron*. 2012. Vol. 23. P. 1538–1542.
- Kovalevski V. V., Rozhkova N. N., Zaidenberg A. Z., Yermolin A. N.* Fullerene-like structures in shungite and their physical properties // *Mol. Mat*. 1994. Vol. 4. P. 77–80.
- Kuila T., Bose S., Mishra A. K. et al.* Chemical functionalization of graphene and its applications // *Prog. Mat. Sci*. 2012. Vol. 57. P. 1061–1105.
- Kwiecińska B., Petersen H. I.* Graphite, semi-graphite, natural coke, and natural char classification – ICCP system // *Int. J. Coal. Geol*. 2004. Vol. 57. P. 99–116.
- Landis C. A.* Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks // *Contrib. Mineral Petrol*. 1971. Vol. 30. P. 34–45.
- Li L., Wu G., Yang G. et al.* Focusing on luminescent grapheme quantum dots: current status and future perspectives // *Nanoscale*. 2013. Vol. 5. P. 4015–4039.
- Liao K.-H., Mittal A., Bose S. et al.* Aqueous only route toward graphene from graphite oxide // *ACS Nano*. 2011. Vol. 5. P. 1253–1258.
- Melezhik V. A., Fallick A. E., Filippov M. M. et al.* Petroleum surface oil seeps from a Paleoproterozoic petrified giant oilfield // *Terra Nova*. 2009. Vol. 21. P. 119–126.
- Natkaniec I., Sheka E. F., Druzbicki K. et al.* IINS and DFT studies of vibrational spectra of water retained in graphene oxide // *Abstracts of DMM-II*. University of Glasgow. 2013. P. 31.
- Pan S., Aksay I. A.* Factors controlling the size of graphene oxide sheets produced via the graphite oxide route // *ACS Nano*. 2011. Vol. 5. P. 4073–4083.
- Pimental M. A., Dresselhaus G., Dresselhaus M. S. et al.* Studying disorder in graphite-based systems by Raman spectroscopy // *Phys. Chem. Chem. Phys*. 2007. Vol. 9. P. 1276–1290.
- Razbirin B. S., Rozhkova N. N., Sheka E. F. et al.* Fractals of graphene quantum dots in photoluminescence of shungite // *ЖЭТФ*. 2014. Vol. 145. P. 838–850.
- Rozhkov S. P., Sukhanova G. A., Borisova A. G. et al.* Effects of carbon nanoparticles on protein thermostability revealed by DSC and ESR spin-labelling methods // *Ann. World Conf. Carbon Biarritz, France, 2009*. P. 201.
- Rozhkova N. N., Gribanov A. V., Khodorkovskii M. A.* Water mediated modification of structure and physical chemical properties of nanocarbons // *Diamond Relat. Mater*. 2007. Vol. 16. P. 2104–2108.
- Rozhkova N. N., Gorlenko L. E., Emel'yanova G. I. et al.* The effect of ozone on the structure and physico-chemical properties of ultradisperse diamond and shungite nanocarbon elements // *Pure Appl. Chem*. 2009. Vol. 81. P. 2093–2105.
- Rozhkova N. N., Emel'yanova G. I., Gorlenko L. E. et al.* Structural and physico-chemical characteristics of shungite nanocarbon as revealed through modification // *Smart Nanocomposites*. 2010. Vol. 1. P. 71–90.
- Sheka E. F., Chernozatonskii L. A.* Chemical reactivity and magnetism of graphene // *Int. J. Quant. Chem*. 2010. Vol. 110. P. 1938–1946.
- Sheka E. F.* *Fullerenes: Nanochemistry, Nanomagnetism, Nanomedicine, Nanophotonics*. CRC Press, Taylor and Francis Group, Boca Raton, FL, 2011. 313 p.
- Sheka E. F.* Computational strategy for graphene: Insight from odd electrons correlation // *Int. J. Quant. Chem*. 2012. Vol. 112. P. 3076–3090.
- Sheka E. F., Popova N. A.* Odd-electron molecular theory of the graphene hydrogenation // *J. Mol. Mod*. 2012. Vol. 18. P. 3751–3768.
- Sheka E. F., Popova N. A.* Molecular theory of graphene oxide // *Phys. Chem. Chem. Phys*. 2013. Vol. 15. P. 13304–13322.
- Sheka E. F.* Molecular theory of graphene chemical modification. arXiv:1406.1703v1 [cond-mat. mtrlsci] 2014.
- Sheka E. F., Rozhkova N. N.* Shungite as the natural pantry of nanoscale reduced graphene oxide // *Int. Journ. Smart Nano Mat*. 2014. Vol. 5. P. 1–16
- Sheka E. F., Rozhkova N. N., Natkaniec I., Holderna-Natkaniec K.* Inelastic neutron scattering study of reduced graphene oxide of natural origin // *Письма ЖЭТФ*. 2014a. Vol. 99. P. 754–759.
- Sheka E. F., Rozhkova N. N., Holderna-Natkaniec K., Natkaniec I.* Nanoscale reduced-graphene-oxide origin

of shungite in light of neutron scattering // *Nanosystems: Phys. Chem. Math.* 20146. Vol. 5, no. 5. P. 659–676.

Singh V., Jounq D., Zhai L. et al. Graphene based materials: Past, present and future // *Prog. Mat. Sci.* 2011. Vol. 56. P. 1178–1271.

References

Filippov M. M. Shungitonosnyye porodnyye Onegzhskoi struktury [Shungite-bearing rocks of the Onega structure]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2002. 280 p.

Golubev A. I., Romashkin A. E., Rychanchik D. V. Svyaz' uglerodonakopleniya s osnovnym vulkanizmom v paleoproterozoe Karelii (yatuliisko-lyudikovskii perekhod) [Relation of carbon accumulation to Palaeoproterozoic basic volcanism in Karelia (Jatulian-Ludicovian transition)]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and useful minerals of Karelia]. 2010. Iss. 13. P. 73–79.

Goryunov A. S., Borisova A. G., Kolodei V. A., Rozhkov S. P. Spektroskopiya kombinatsionnogo rasseyaniya biokon'yugatov syvorotochnogo al'bmina i shungitovogo nanougleroda [Raman spectroscopy of bioconjugates of bovine serum albumin and shungite nanocarbon]. *Trudy KarNTs RAN* [Transactions of KarRC of RAS]. 2012. No. 2. P. 154–158.

Ivanovskii A. L. Grafenovye i grafenopodobnye materialy [Graphene and graphene-like materials]. *Uspekhi khimii* [Russian Chemical Reviews]. 2012. Vol. 81, iss. 7. P. 571–605.

Kamanina N. V., Serov S. V., Shurpo N. A., Rozhkova N. N. Svetoinducirovannoe izmenenie pokazatelya prelomleniya v nanostrukturirovannykh poliimidnykh sistemakh s shungitami [Photoinduced changes in refractive index of nanostructured shungite-containing polyimide systems]. *Pis'ma v ZhTF* [Technical Physics Letters]. 2011. Vol. 37, iss. 20. P. 16–22.

Kholodkevich S. V., Poborchii V. V. Spektry KRS i prirodnyye povyshennoi stabil'nosti estestvennogo steklogugleroda i shungitov [Raman spectra and enhanced stability of natural glassy carbon of shungites]. *Pis'ma v ZhTF* [Technical Physics Letters]. 1994. Vol. 20, iss. 3. P. 22–25.

Kovalevskii V. V. Strukturnoe sostoyanie shungitovogo ugleroda [Structural state of carbon in shungite]. *Zh. neorg. khim.* [Russ. J. Inorg. Chem.]. 1994. Vol. 39, no. 1. P. 31–35.

Rozhkov C. P., Rozhkova N. N., Sukhanova G. A., Borisova A. G., Goryunov A. S. Vzaimodeistvie uglerodnykh nanochastits s belkovymi molekulami po dannym DSK [DSC data on interaction of carbon nanoparticles with protein molecules]. *Nanochastitsy v kondensirovannykh sredakh: sb. nauchnykh statei* [Nanoparticles in condensed media. Collect. sci. papers]. Ed. P. A. Vityaz'. Minsk: BGU, 2008. P. 134–139.

Rozhkova N. N., Emel'yanova G. I., Gorlenko L. E., Lunin V. V. Shungit i ego modifitsirovanie [Shungite and its modification]. *ZhVKhO im. D. I. Mendeleeva* [Mendeleev Chem. J.]. 2004. Vol. XLVIII, no. 5. P. 107–115.

Rozhkova N. N., Emel'yanova G. I., Gorlenko L. E., Gribanov A. V., Lunin V. V. Ot ustoychivoi vodnoi dispersii nanochastits ugleroda k klasteram metastabil'nogo ugleroda shungitov [From stable

Zhu Y., Murali S., Cai W. et al. Graphene and graphene oxide: Synthesis, properties, and applications // *Adv. Mater.* 2010. Vol. 22. P. 3906–3924.

Поступила в редакцию 27.10.2015

aqueous dispersion of carbon nanoparticles to the clusters of metastable shungite carbon]. *Fizika i khimiya stekla* [Glass Physics and Chemistry]. 2011. Vol. 37, no. 6. P. 853–859.

Rozhkova N. N. Nanouglerod shungitov [The nanocarbon of shungites]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. 100 p.

Rozhkova N. N. Agregatsiya i stabilizatsiya nanochastits ugleroda shungitov [Aggregation and stabilization of shungite carbon nanoparticles]. *Ekologicheskaya khimiya* [Ecological Chemistry]. 2012. No. 4. P. 240–251.

Shmidt F. K. Fraktaly v fizicheskoi khimii geterogennykh sistem i protsessov [Fractals in the physical chemistry of heterogeneous systems and processes]. Irkutsk: Irkutskii universitet, 2000. 147 p.

Acik M., Mattevi C., Gong C., Lee G., Cho K., Chhowalla M., Chabal Y. J. The role of intercalated water in multilayered graphene oxide. *ACS Nano*. 2010. Vol. 4. P. 5861–5868.

Amara A. B. H. X-ray diffraction, infrared and TGA/DTG analysis of hydrated nacrite. *Clay Minerals*. 1997. Vol. 32. P. 463–470.

Avdeev M. V., Tropin T. V., Aksenov V. L., Rosta L., Garamus V. M., Rozhkova N. N. Pore structures in shungites as revealed by small-angle neutron scattering. *Carbon*. 2006. Vol. 44. P. 954–961.

Belousova I. M., Videnichev D. A., Kislyakov I. M., Krisko T. K., Rozhkova N. N., Rozhkov S. S. Comparative studies of optical limiting in fullerene and shungite nanocarbon aqueous dispersions. *Optical Materials Express*. 2015. Vol. 5, no. 1. P. 169–175.

Bianco A., Cheng H.-M., Enoki T., Yu G., Hurt R. H., Koratkar N. All in the graphene family – a recommended nomenclature for two-dimensional carbon materials. *Carbon*. 2013. Vol. 65. P. 1–6.

Buchsteiner A., Lerf A., Pieper J. Water dynamics in graphite oxide investigated with neutron scattering. *J. Phys. Chem. B*. 2006. Vol. 110. P. 22328–22338.

Buseck P. R., Galdobina L. P., Kovalevskii V. V., Rozhkova N. N., Valley J. W., Zaidenberg A. Z. Shungites: the C-rich rocks of Karelia, Russia. *Canadian Mineralogist*. 1997. Vol. 35, no. 6. P. 1363–78.

Chen W., Zhu Z., Li S., Chen C., Yan L. Efficient preparation of highly hydrogenated graphene and its application as a high-performance anode material for lithium ion batteries. *Nanoscale*. 2012. Vol. 4. P. 2124–2129.

Diessel C. F. K., Offler R. Change in physical properties of coalified and graphitized phytoclasts with grade of metamorphism. *Neues. Jahrb. Mineral Monatsh H*. 1975. Vol. 1. P. 11–26.

Dimiev A. M., Alemany L. B., Tour J. M. Graphene oxide. Origin of acidity, its instability in water, and a new dynamic structural model. *ACS Nano*. 2013. Vol. 7. P. 576–584.

- Dreyer D. R., Park S., Bielawski C. W., Ruoff R. S. The chemistry of graphene oxide. *Chem. Soc. Rev.* 2010. Vol. 39. P. 228–240.
- Elias D. C., Nair R. R., Mohiuddin T. M. G., Morozov S. V., Blake P., Halsall M. P., Ferrari A. C., Boukhvalov D. W., Katsnelson M. I., Geim A. K., Novoselov K. S. Control of graphene's properties by reversible hydrogenation: Evidence for grapheme. *Science.* 2009. Vol. 323. P. 610–613.
- Gouyet J.-F. *Physics and Fractal Structures.* Paris; New York: Masson Springer, 1996.
- Hoffmann R. Small but strong lessons from chemistry for nanoscience. *Ang. Chem. Int. Ed.* 2013. Vol. 52. P. 93–103.
- Hui W., Yun H. H. Effect of oxygen content on structures of graphite oxides. *Ind. Eng. Chem. Res.* 2011. Vol. 50. P. 6132–6137.
- Kamanina N. V., Serov S. V., Shurpo N. A., Likhomanova S. V., Timonin D. N., Kuzhakov P. V., Rozhkova N. N., Kityk I. V., Plucinski K. J., Uskokovic D. P. Polyimide-fullerene nanostructured materials for nonlinear optics and solar energy applications. *J. Mater. Sci.: Mater. Electron.* 2012. Vol. 23. P. 1538–1542.
- Kovalevski V. V., Rozhkova N. N., Zaidenberg A. Z., Yermolin A. N. Fullerene-like structures in shungite and their physical properties. *Mol. Mat.* 1994. Vol. 4. P. 77–80.
- Kuila T., Bose S., Mishra A. K., Khanra P., Kim N. H., Lee J. H. Chemical functionalization of graphene and its applications. *Prog. Mat. Sci.* 2012. Vol. 57. P. 1061–1105.
- Kwiecińska B., Petersen H. I. Graphite, semi-graphite, natural coke, and natural char classification – ICCP system. *Int. J. Coal. Geol.* 2004. Vol. 57. P. 99–116.
- Landis C. A. Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. *Contrib. Mineral Petrol.* 1971. Vol. 30. P. 34–45.
- Li L., Wu G., Yang G., Peng J., Zhao J., Zhu J.-J. Focusing on luminescent grapheme quantum dots: current status and future perspectives. *Nanoscale.* 2013. Vol. 5. P. 4015–4039.
- Liao K.-H., Mittal A., Bose S., Leighton C., Mkhoyan K. A., Macosko C. W. Aqueous only route toward graphene from graphite oxide. *ACS Nano.* 2011. Vol. 5. P. 1253–1258.
- Melezhib V. A., Fallick A. E., Filippov M. M., Lepland A., Rychanchik D. V., Deines Y. E., Medvedev P. V., Romashkin A. E., Strauss H. Petroleum surface oil seeps from a Paleoproterozoic petrified giant oilfield. *Terra Nova.* 2009. Vol. 21. P. 119–126.
- Natkaniec I., Sheka E. F., Druzbicki K., Holderna-Natkaniec K., Gubin S. P., Buslaeva E. Yu., Tkachev S. V. IINS and DFT studies of vibrational spectra of water retained in graphene oxide. Abstracts of DMM-II. University of Glasgow. 2013. P. 31.
- Pan S., Aksay I. A. Factors controlling the size of graphene oxide sheets produced via the graphite oxide route. *ACS Nano.* 2011. Vol. 5. P. 4073–4083.
- Pimental M. A., Dresselhaus G., Dresselhaus M. S., Cancado L. A., Jorio A., Sato R. Studying disorder in graphite-based systems by Raman spectroscopy. *Phys. Chem. Chem. Phys.* 2007. Vol. 9. P. 1276–1290.
- Razbirin B. S., Rozhkova N. N., Sheka E. F., Nelson D. K., Starukhin A. N. Fractals of graphene quantum dots in photoluminescence of shungite. *ZhETF.* 2014. Vol. 145. P. 838–850.
- Rozhkov S. P., Sukhanova G. A., Borisova A. G., Rozhkova N. N., Goryunov A. S. Effects of carbon nanoparticles on protein thermostability revealed by DSC and ESR spin-labelling methods. *Ann. World Conf. Carbon Biarritz, France, 2009.* P. 201.
- Rozhkova N. N., Gribanov A. V., Khodorkovskii M. A. Water mediated modification of structure and physical chemical properties of nanocarbons. *Diamond Relat. Mater.* 2007. Vol. 16. P. 2104–2108.
- Rozhkova N. N., Gorlenko L. E., Emel'yanova G. I., Korobov M. V., Lunin V. V., Osawa E. The effect of ozone on the structure and physico-chemical properties of ultradisperse diamond and shungite nanocarbon elements. *Pure Appl. Chem.* 2009. Vol. 81. P. 2093–2105.
- Rozhkova N. N., Emel'yanova G. I., Gorlenko L. E., Jankowska A., Korobov M. V., Lunin V. V. Structural and physico-chemical characteristics of shungite nanocarbon as revealed through modification. *Smart Nanocomposites.* 2010. Vol. 1. P. 71–90.
- Sheka E. F., Chernozatonskii L. A. Chemical reactivity and magnetism of grapheme. *Int. J. Quant. Chem.* 2010. Vol. 110. P. 1938–1946.
- Sheka E. F. Fullerenes: Nanochemistry, Nanomagnetism, Nanomedicine, Nanophotonics. CRC Press, Taylor and Francis Group, Boca Raton, FL, 2011. 313 p.
- Sheka E. F. Computational strategy for graphene: Insight from odd electrons correlation. *Int. J. Quant. Chem.* 2012. Vol. 112. P. 3076–3090.
- Sheka E. F., Popova N. A. Odd-electron molecular theory of the graphene hydrogenation. *J. Mol. Mod.* 2012. Vol. 18. P. 3751–3768.
- Sheka E. F., Popova N. A. Molecular theory of graphene oxide. *Phys. Chem. Chem. Phys.* 2013. Vol. 15. P. 13304–13322.
- Sheka E. F. Molecular theory of graphene chemical modification. arXiv:1406.1703v1 [cond-mat. mtrl-sc] 2014.
- Sheka E. F., Rozhkova N. N. Shungite as the natural pantry of nanoscale reduced graphene oxide. *Int. Journ. Smart Nano Mat.* 2014. Vol. 5. P. 1–16
- Sheka E. F., Rozhkova N. N., Natkaniec I., Holderna-Natkaniec K. Inelastic neutron scattering study of reduced graphene oxide of natural origin. *ZhETF.* 2014a. Vol. 99. P. 754–759.
- Sheka E. F., Rozhkova N. N., Holderna-Natkaniec K., Natkaniec I. Nanoscale reduced-graphene-oxide origin of shungite in light of neutron scattering. *Nanosystems: Phys. Chem. Math.* 2014b. Vol. 5, no. 5. P. 659–676.
- Singh V., Joung D., Zhai L., Das S., Khondaker S. I., Seal S. Graphene based materials: Past, present and future. *Prog. Mat. Sci.* 2011. Vol. 56. P. 1178–1271.
- Zhu Y., Murali S., Cai W., Li X., Suk J. W., Potts J. R., Ruoff R. S. Graphene and graphene oxide: Synthesis, properties, and applications. *Adv. Mater.* 2010. Vol. 22. P. 3906–3924.

Received October 27, 2015

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Шека Елена Федоровна

д. ф.-м. н., проф.
Российский университет дружбы народов
ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, Россия, 117198
эл. почта: sheka@icp.ac.ru
тел.: +79032959217

Рожкова Наталья Николаевна

зав. лабораторией физико-химических исследований
нанюглеродных материалов, д. х. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: rozhkova@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 780189

CONTRIBUTORS:

Sheka, Elena

Peoples' Friendship University of Russia
6 Miklukho-Maklaya St., 117198 Moscow, Russia
e-mail: sheka@icp.ac.ru
tel.: +79032959217

Rozhkova, Natalia

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,
Karelia, Russia
e-mail: rozhkova@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 780189

УДК 550.34.034

ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ «ПЕТРОЗАВОДСК»

А. В. Климовский, В. А. Мещерякова, А. А. Лебедев

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Работа посвящена оценке возможности регистрации сейсмических событий, исследованию спектральной плотности мощности шума (СПМ) и его суточных изменений в районе расположения сейсмической станции «Петрозаводск» (PTRZ), установленной в пределах Онежской структуры Фенноскандинавского щита. Оценка влияния шума на сейсмическую запись необходима для надежного выделения сейсмических событий различной силы и удаленности. Полученные спектральные характеристики шума учитываются при первичной обработке записи события с целью точного выделения полезного сигнала.

Ключевые слова: сейсмология; сейсмические станции на докембрийском щите; спектр плотности мощности шума; модели низкого и высокого шума; модели Петерсона.

A. V. Klimovskii, V. A. Meshcheryakova, A. A. Lebedev. DYNAMIC FEATURES OF “PETROZAVODSK” SEISMIC STATION

The paper is devoted to the estimability and recordability of seismic events, namely the research of the noise power spectral density (PSD) and its diurnal variation around “Petrozavodsk” seismic station (PTRZ), located within the Onega structure of the Fennoscandian Shield. The estimation of the noise effect on the seismic record is needed for a reliable determination of strength and distance of different seismic events. The seismic noise spectral features should be taken into account during the primary event record processing for the accurate useful signal extraction.

Keywords: Seismology; seismic stations; Precambrian shield; spectrum of the noise power density; high- and low-noise models; Peterson models.

Введение

Территория Фенноскандинавского щита, несмотря на слабую сейсмичность, представляет интерес для регистрации удаленных событий, мониторинга техногенной сейсмичности и анализа современных геодинамических движений. На регистрацию событий влияют особенности геологического строения и современный тектонический режим. Цель работы заключалась в получении графиков спектра плотности

мощности шума и анализе спектральных характеристик шума сейсмической станции «Петрозаводск», расположенной в пределах Онежской структуры.

Геологическое строение и геодинамическая характеристика исследуемого района

С геологической точки зрения исследуемая область расположена на территории

Карельского кратона Фенноскандинавского щита, сложенного гранито-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами архейского фундамента, на которых с угловым несогласием залегают вулканогенно-осадочные отложения нижнепротерозойского протоплатформенного чехла [Соколов, 1987]. В его пределах выделены две категории структурных зон и соответствующих им кинематических обстановок [Леонов и др., 2001]:

- дугообразные линейные зоны сплющивания и нагнетания, линейные зоны тектонического течения, зоны купольно-сдвигового тектогенеза;
- широкие синклинали, относительно изометричные или имеющие форму линзы, неправильного треугольника, трапеции.

В центральной части кратона главную структурную позицию занимает система сдвиговых зон северо-западного и субмеридионального простирания. Согласно с этими сдвиговыми зонами находятся тектонические депрессии, сохранившиеся в современном эрозионном срезе в виде мульдообразных структур. Примером подобных форм является Онежская структура, которая расположена на юге Карельского кратона и представляет собой один из важнейших тектонических элементов не только самого кратона, но и Фенноскандинавского щита в целом (рис. 1).

Наиболее широкое и детальное ее описание представлено в монографии «Онежская палеопротерозойская структура» [Леонов и др., 2001].

Онежская структура (ОС) представляет собой сложнопостроенный сегмент земной коры,

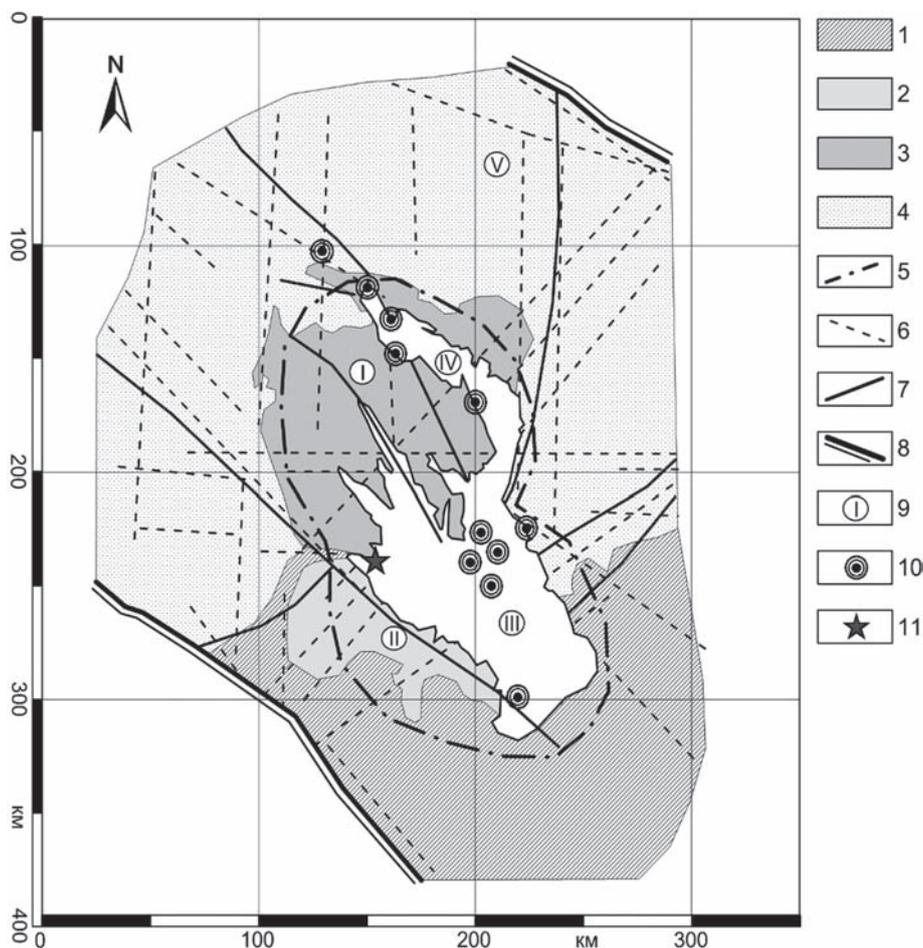


Рис. 1. План-карта Онежской сейсмогенной структуры с новейшими разломными структурами и линеаментами [Леонов и др., 2001, Леонов, Колодяжный, 2002]:

1 – чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – палеопротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс Южно-Онежской мульды; 3 – палеопротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс Северо-Онежского синклинория; 4 – архейские метаморфические комплексы; 5 – границы кайнозойской Онежской депрессии; 6 – новейшие разломные структуры и линеаменты; 7 – зоны активных разломов; 8 – границы Карельского кратона; 9 – основные морфоструктуры: I. депрессия северной части Онежского озера, II. Шокшинская синклиналь, III. депрессия юго-восточной части Онежского озера, IV. депрессия Повенецкого и Заонежского заливов, V. юго-восточный склон Фенноскандинавского щита; 10 – эпицентры современных землетрясений [по Леонов и др., 2001, Леонов, Колодяжный, 2002]; 11 – сейсмологическая станция «Петрозаводск»



Рис. 2. Схема сейсмостанции PTRZ

выполненный вулканогенно-осадочными отложениями палеопротерозоя и окруженный кристаллическими породами, которые составляют ее фундамент. В северной части ОС выделяется Северо-Онежский синклиний, сложенный породами сумийского, сариолийского, ятулийского, людиковийского и калевийского надгоризонтов. Южнее располагается пологая эллипсоидная Южно-Онежская мульда, надстроенная верхними горизонтами венда и девона [Леонов, Колодяжный, 2002]. По геофизическим данным и Северо-Онежский синклиний и Южно-Онежская мульда представляют собой синформы, охватывающие всю консолидированную кору до границы с верхней мантией [Голышева, 2012].

Материалы и методы

Для изучения глубинного строения и сейсмического режима территории Карелии в 1999 г. сотрудники Института геологии основали региональную сейсмологическую сеть. В настоящее время сеть включает в себя четыре сейсмические станции в разных районах республики. Станции оборудованы велосиметрами Guralp CMG-3ESP (станция «Петрозаводск») и CMG-6TD (станции «Питкяранта», «Кемь», «Костомукша»).

Для сравнения характеристик используемых велосиметров на сейсмостанции «Петрозаводск» произведена одновременная запись сейсмических сигналов (рис. 2) обоими типами велосиметров. Оборудование располагается в крытом павильоне Геофизической

обсерватории Петрозаводского государственного университета на фундаменте, который имеет контакт с коренными породами, представленными подушечными и массивными базальтами суйсарской свиты людиковийского надгоризонта палеопротерозоя.

Синхронизация сейсмических данных по времени осуществляется с помощью GPS-приемников, данные автоматически записываются в память компьютера станции и передаются на сервер хранения.

Технические характеристики велосиметров, используемых в Карельской сейсмологической сети, приведены в таблице.

Оба типа сейсмометров регистрируют сейсмические события в широком диапазоне частот от 0,1 до 50 Гц, что позволяет выделять в записи не только телесеизмические землетрясения, но и события регионального и локального масштаба при применении полосовой фильтрации определенных частот.

Целью функционирования сейсмологической станции является получение качественных сейсмологических данных. Чувствительность станции при низком уровне шумов возрастает и позволяет увереннее и детальнее характеризовать слабые сейсмические события [McNata, Buland, 2003]. Оценка фонового сейсмического шума, а следовательно, и чувствительности к слабым событиям является основной целью данной работы.

Оценка уровня шума сейсмической станции PTRZ проведена относительно моделей Петерсона (модели низкого NLNM и высокого NNNM уровня шума), являющихся эталонами для оценки уровня сейсмического шума

Характеристики используемых на данный момент сейсмоприемников

Характеристика	CMG-6TD	CMG-3ESP
Диапазон рабочих частот (Гц)	0,033–50	0,033–20,6
Диапазон рабочих температур (°С)	От –40 до +85	От –20 до +65
Чувствительность (в/м/с)	1200	1,05*10 ⁶
Масса (кг)	2,7	9,3
Дополнительно	Встроенная карта памяти, удаленная корректировка	Ручное арретирование

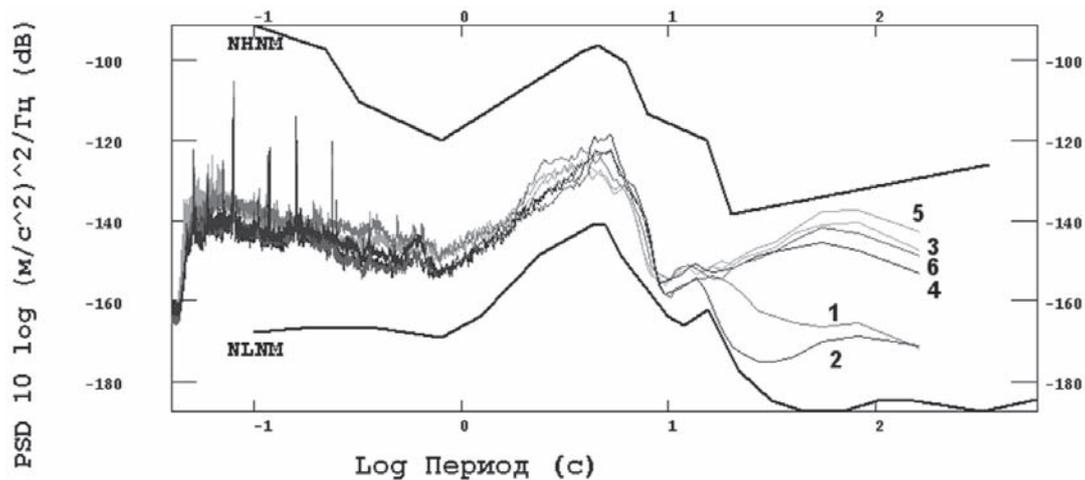


Рис. 3. Спектры плотности мощности шума (сейсмодатчик CMG-3ESP) за ночное и дневное время суток. Z-компонента: 1 – день, 2 – ночь; N-компонента: 3 – день, 4 – ночь; E-компонента: 5 – день, 6 – ночь

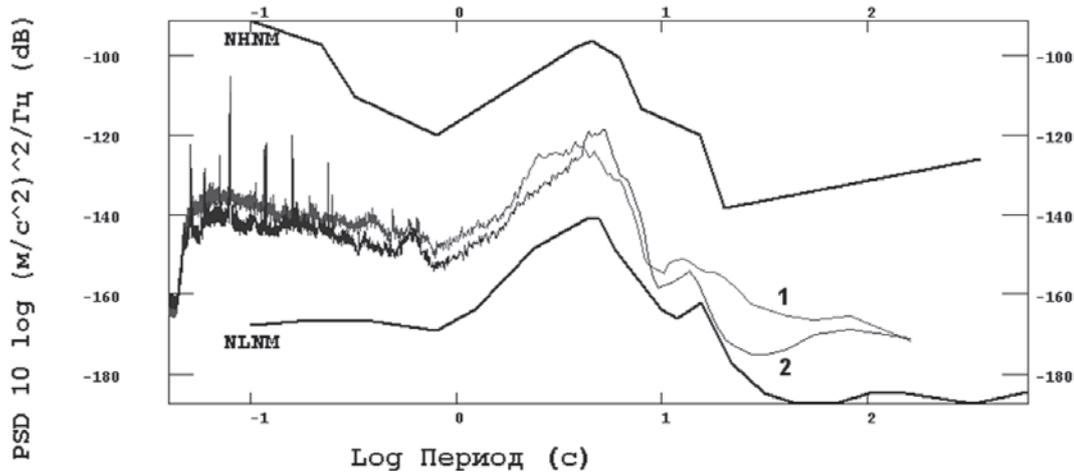


Рис. 4. Спектры плотности мощности шума (сейсмодатчик CMG-3ESP), вертикальная компонента: 1 – день, 2 – ночь

в окрестностях функционирования сейсмической станции. Данные модели являются результатом статистической обработки обширного массива данных 75 станций, составляющих глобальную сейсмологическую сеть [Peterson, 1993].

Для расчета спектральной плотности мощности сейсмического шума (СПМ) использована утилита, разработанная сотрудниками Кольского филиала Геофизической службы РАН. Данное программное обеспечение реализует следующий алгоритм вычисления СПМ [Федоров, Асминг, 2013]:

1. Выделение часовых фрагментов записей, не содержащих сейсмические события локального, регионального и телесеизмического характера.
2. Разбиение каждого из временных интервалов на фрагменты длиной 8192 отсчета с 75-процентным перекрытием между фрагментами. Длина фрагментов выбирается из

соображений необходимого количества отсчетов для быстрого преобразования Фурье (БПФ), т. е. 2^n , где n – натуральное число.

3. Удаление из сейсмической записи длинно-периодного тренда.
4. Применение окна Хэмминга для сглаживания негативных эффектов применения БПФ, возникающих на краях интервалов записей.
5. Расчет СПМ для каждого фрагмента записи с последующим усреднением по всем фрагментам. СПМ вычисляется как квадрат амплитуды спектра Фурье, помноженный на нормировочный коэффициент:

$СПМ_k = 2\Delta t/N \cdot |Y_k|^2$, где Y_k – k -й отсчет спектра Фурье; N – количество исходных отсчетов фрагмента, Δt – шаг по времени. Нормировочный коэффициент $2\Delta t/N$ необходим для корректного сравнения вычисленной СПМ шума с модельными кривыми NLNM и NHNM.

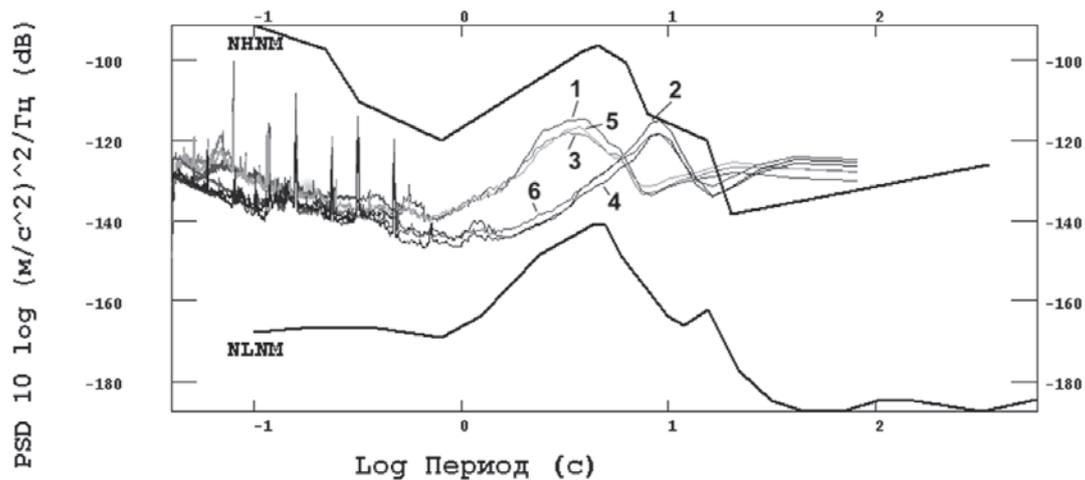


Рис. 5. Спектры плотности мощности шума (сейсмодатчик CMG-6TD) за ночное и дневное время суток. Z-компонента: 1 – день, 2 – ночь; N-компонента: 3 – день, 4 – ночь; E-компонента: 5 – день, 6 – ночь

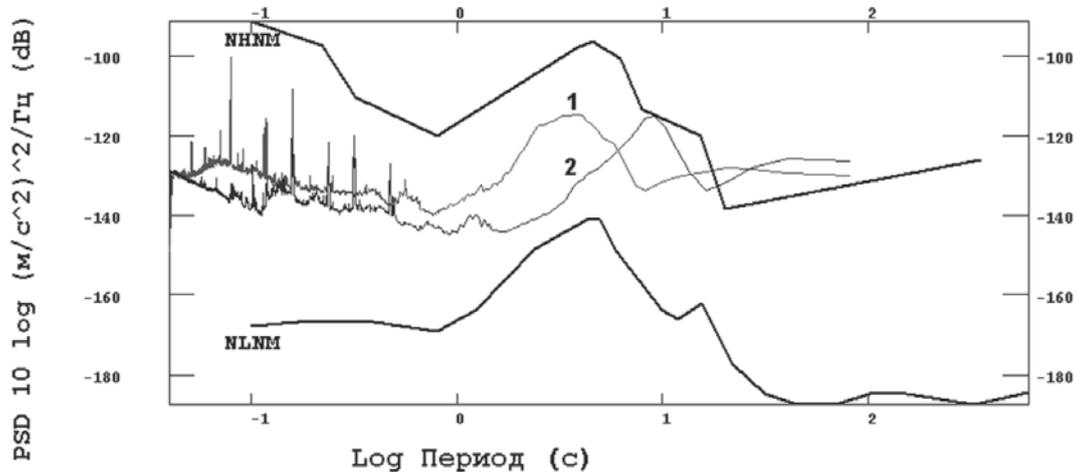


Рис. 6. Спектры плотности мощности шума (сейсмодатчик CMG-6TD), вертикальная компонента: 1 – день, 2 – ночь

6. Деление среднего СПМ на частотную характеристику прибора, приведенную к ускорениям.
7. Перевод единиц измерения амплитуды в децибелы для сравнения с модельными кривыми NLNM и NHNM по следующей формуле:

$$\text{СПМ}_{\text{дБ}} = 10 \cdot \lg \text{СПМ}.$$

Результаты и обсуждение

По результатам вычислений получены спектры плотности мощности шума (СПМ) сейсмостанции «PTRZ» по записям двух типов датчиков в ночное и дневное время суток (рис. 3).

Все три компонента за дневное и ночное время суток лежат в интервалах между модельными кривыми Петерсона высокого и низкого уровня шума.

На рисунке 4 приведены кривые СПМ за ночное и дневное время суток по вертикальной компоненте, построенные по записи данных

сейсмодатчика CMG-3ESP. В целом график СПМ за дневное время суток располагается выше графика СПМ за ночное время суток. Условно на графике кривых СПМ можно выделить три интервала: диапазон 0,1–1 с, где интенсивность СПМ в дневной период превышает интенсивность СПМ ночью на 3–7 дБ, что, скорее всего, связывается с антропогенной нагрузкой; диапазон 3–10 с, где интенсивность СПМ за ночь превышает интенсивность СПМ за день на 3–8 дБ; диапазон от 10 с, где интенсивность СПМ днем превышает интенсивность СПМ в ночной период на величину 3 дБ и выше, а на 32 с достигает максимума в 12 дБ.

Кривые СПМ шума на рисунке 5, полученные по данным записи сейсмостанции CMG-6TD, лежат в пределах модельных кривых Петерсона высокого и низкого шума приблизительно до 17 с, а далее располагаются выше модельной кривой высокого шума NHNM,

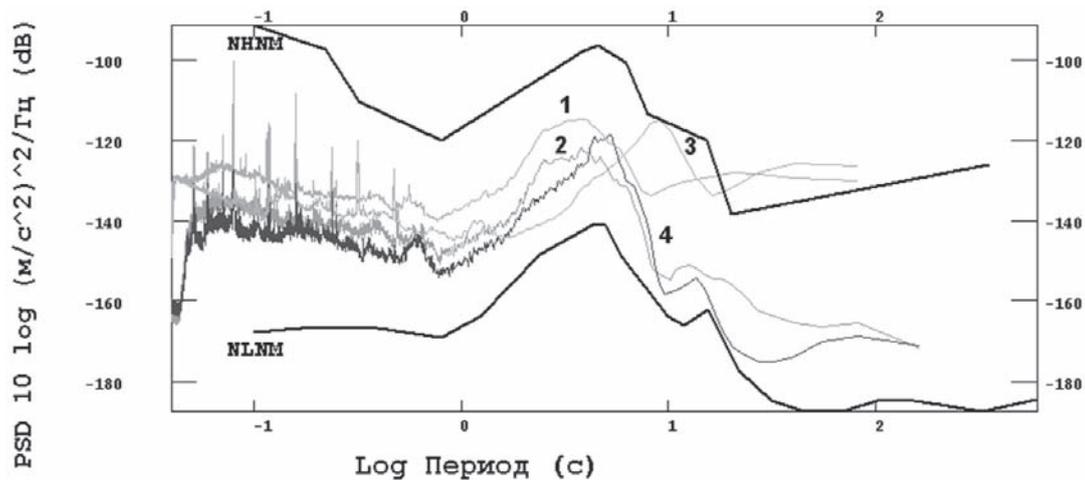


Рис. 7. Сравнение спектров плотности мощности шума двух типов датчиков. Z-компонента за дневное время суток: 1 – CMG-6TD; 2 – CMG-3ESP. Z-компонента за ночное время суток: 3 – CMG-6TD; 4 – CMG-3ESP

что связано с особенностью технических характеристик станции.

На рисунке 6 приведены кривые СПМ за ночное и дневное время суток по вертикальной компоненте, построенные по записи данных сейсмоматчика CMG-6TD. В диапазоне периодов 0,1–1 с интенсивность плотности шума в дневной период превышает интенсивность в ночной период на 2–5 дБ, а в диапазоне 1–5 с – от 5 до 28 дБ, при этом в периодах более 10 с интенсивность плотности шума днем превышает этот показатель в ночное время на 18 дБ.

Сопоставление полученных диаграмм СПМ шума двух типов велосиметров в ночное и дневное время суток (рис. 7) показывает, что датчик CMG-6TD обладает большей чувствительностью в коротких периодах, а на длинных периодах график спектра выходит за пределы модельной кривой высокого шума, что свидетельствует о затруднении выделения сейсмических событий с периодами от 16,6 секунды. По этой причине более надежное выделение сейсмических событий длинных периодов возможно по записям велосиметра CMG-3ESP.

Заключение

Сейсмическая станция PTRZ находится в приемлемом для регистрации сейсмических событий месте, исходя из расположения графиков СПМ шума в пределах модельных кривых высокого и низкого уровня шума Петерсона. Таким образом, возможно осуществление сейсмологического мониторинга станцией, установленной на Фенноскандинавском щите. Данные, полученные с этой станции, могут быть использованы для составления каталогов, а также в других научных целях.

Литература

- Гольшева Ю. С. Применение 3D-плотностного моделирования при создании Онежской «опорной площадки» // Геофизические исследования Земли и ее недр: Материалы VIII международной науч.-практ. конкурс-конференции молодых специалистов «Геофизика 2011». СПб., 2012. С. 49–52.
- Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С. 19–44.
- Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Зыков Д. С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.
- Соколов В. А. Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Федоров А. В., Асминг В. Э. Изучение характеристик сейсмического шума сети станций, используемых в рутинной обработке Кольским филиалом ГС РАН // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы 8-й международной сейсмологической школы. Обнинск, 2013. С. 322–326.
- Шаров Н. В. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С. 192–237.
- Шаров Н. В., Маловичко А. А., Щукин Ю. К. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Книга 1. Землетрясения. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2007. С. 193–197.
- McNamara D. E., Buland R. P. Ambient Noise Levels in the Continental United States USGS, Golden, CO manuscript in review: BSSA, September 2003.
- Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise // U. S. Geol. Surv. Open-File Rept. 93–322, 1993. P. 1–95.

Поступила в редакцию 05.05.2015

References

Fedorov A. V., Asming V. Je. Izuchenie harakteristik sejsmicheskogo shuma seti stancij ispol'zuemyh v rutinnoj obrabotke Kol'skim filialom GS RAN [The study of seismic noise features of the stations network in the routine processing by the Kola branch of GS of RAS]. Sovremennye metody obrabotki i interpretacii seismologicheskikh dannyh: Materialy 8-oj mezhdunarodnoj seismologicheskoy shkoly [Modern methods of processing and interpretation of seismological data. Proc. of the 8th intern. seismological school]. Obninsk, 2013. P. 322–326.

Golysheva Ju. S. Primenenie 3D-plotnostnogo modelirovaniya pri sozdanii Onezhskoj "opornoj ploshhadki" [Application of 3D-gravity modeling for creation of the Onega "key area"]. Geofizicheskie issledovanija Zemli i ejo nedr: Materialy VIII mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoy konkurs-konferencii molodyh specialistov "Geofizika 2011" [Geophysical research of the Earth and its mineral resources. Proc. of the 5th intern. scientific and technical conference-competition of young specialists «Geophysics 2011»]. St. Petersburg, 2012. P. 49–52.

Leonov M. G., Kolodjazhnyj S. Yu., Zykov D. S., Lishnevskii E. N., Somin M. L. Oчерki postarhejskoj geodinamiki Karel'skogo massiva [Essays of the Postarchean geodynamics of the Karelian Massif]. Moscow: GEOS, 2001. 120 p.

Leonov M. G., Kolodjazhnyj S. Ju. Strukturno-kinematičeskie ansambli i nekotorye osobennosti postarhejskoj geodinamiki Karel'skogo massiva (Baltijskij shhit) [Structural-kinematic ensembles and some specific post-archean geodynamic features of the Karelian Massif (Baltic Shield)]. *Geotektonika*. 2002. No. 5. P. 19–44.

Sharov N. V. Glubinnoe stroenie i sejsmichnost' Karel'skogo regiona i ego obramlenija [Deep structure and seismicity of the Karelian region and its margins]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2004. P. 192–237.

Sharov N. V., Malovichko A. A., Shhukin Ju. K. Zemletrjasenija i mikrozejsmichnost' v zadachah sovremennoj geodinamiki Vostočno-Evropskoj platformy. Kniga 1. Zemletrjasenija [Earthquakes and microseismicity in modern geodynamics problems on the East European Platform. Part 1. Earthquakes]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2007. P. 193–197.

Sokolov V. A. Geologija Karelii [Geology of Karelia]. Leningrad: Nauka, 1987. 231 p.

McNamara D. E., Buland R. P. Ambient Noise Levels in the Continental United States USGS, Golden, CO manuscript in review: BSSA, September 2003.

Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise. *U. S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 93–322, 1993. P. 1–95.

Received May 05, 2015

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Климовский Александр Валерьевич

младший научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: klimava@gmail.com

Мещерякова Вера Александровна

младший научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: v.mesher@list.ru

Лебедев Артем Анатольевич

аспирант
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: stayxalert@gmail.com

CONTRIBUTORS:

Klimovskii, Alexandr

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,
Karelia, Russia
e-mail: klimava@gmail.com

Meshcheryakova, Vera

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

Lebedev, Artem

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk,
Karelia, Russia
e-mail: stayxalert@gmail.com

ХРОНИКА

3 апреля 2015 года на геологическом семинаре в Карельском научном центре РАН профессор Матти Саарнисто (Геологическая служба Финляндии) выступил с развернутой презентацией об истории сотрудничества финских и карельских геологов в исследовании четвертичного периода на территории Карелии

FINNISH-RUSSIAN KARELIAN COLLABORATION IN QUATERNARY GEOLOGICAL RESEARCH IN KARELIA

Matti Saarnisto

Geological Survey of Finland

Russian Karelia has been a special target of Finnish Quaternary geologists and geographers for more than a hundred years since J. E. Rosberg published beautiful maps of Late Glacial (Late Valdai) end moraines in North Karelia in 1892 comparable to Salpausselkä end moraines in Finland. Another topic of lasting interest has been the problem of postulated Late Glacial White Sea – Baltic connection. This problem brought Finnish scholars to Russian Karelia during World War II (1941–1944). Most of them were in favour of such a sea connection [Sauramo, 1958]. These classical topics were of major interest also in the 1970s, when favourable conditions for Finnish-Russian co-operation were created.

The geological collaboration was governed by the Committee for Scientific and Technological Co-operation between Finland and the Soviet Union. The General Directors of the Geological Survey of Finland, Herman Stigzelius and Kalevi Kauranne, the Finnish chairmen of the joint Working Group for Geology, actively supported the collaboration. Similarly, Veikko Lappalainen, General Director, and Kauko Korpela, Research Director, of the Geological Survey of Finland, were strongly in favour of geological cooperation between Finland

and Russian Karelia when perestroika in the late 1980s opened new opportunities for joint geological projects, for example in geological mapping. The last decade of the second millennium and the first years of the third millennium were remarkable for the most active collaboration in Quaternary geology between Finland and Russian Karelia. The activities of the Finnish-Russian Science and Technology Committee were mostly terminated in the 1990s, and institutes established their international scientific contacts directly. The Finnish Working Group for Mathematics and Natural Sciences (including geology) also terminated its activities. The present author was its last chairman in 1995–1997.

Active exchange visits between Finnish and Karelian Quaternary geologists commenced in the 1970s. Anatoli Lukashov and Ilpo Ekman were guided in 1975 by Kalevi Virkkala and other colleagues at the Geological Survey of Finland throughout Finland to Lapland. In September 1976, the present author, together with Hannu Hyvärinen and Ari Siiriäinen, spent two weeks in Petrozavodsk and surrounding areas, collecting Late Glacial sediment samples and studying deposits of the ancient Lake Ladoga transgression. The comprehensive visit also included a trip to prehistoric dwelling sites in the Lake

Säämäjärvi area guided by G. A. Pankrushev. Active exchange visits to Finland and Karelia continued until 1982, when a large conference of the International Union for Quaternary Research was organized in Moscow. One post-conference field excursion was held in Karelia. The next active period of geological co-operation commenced in the late 1980s.

IGCP Project 253 “Termination of the Pleistocene” of the International Geological Correlation Programme

The magnificent Late Glacial end moraines, first described by Rosberg in 1892, were actively mapped over decades by geologists from Petrozavodsk. These moraines and glacial landscapes of northern Karelia/Republic of Karelia were brought, obviously for the first time, to the attention of a wide international audience, including participants from Great Britain and the USA, during a field excursion in 1991. The organization of the Russian Karelian part of the excursion was a great effort of Anatoli Lukashov, Head of the Quaternary Geology Laboratory, and colleagues from the Karelian Science Centre in Petrozavodsk. The end moraines in Finland and Russian Karelia were described in a guide book [Rainio & Saarnisto, 1991, editors] including a comprehensive article by Ekman and Iljin entitled “Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian ASSR and adjacent areas” which was also published

1995 in an international volume “Glacial deposits in North-East Europe”. The correlation between the Karelian end moraines and the Salpausselkä end moraines was also confirmed [Rainio et al., 1995]. The colour copies of the maps [Rosberg, 1892] of the Russian Karelian end moraines were also reprinted in the appendix of the guide book.

Late-glacial White Sea – Baltic Sea connection

As mentioned in the Introduction the possible Late-glacial marine connection between the White Sea and the Baltic Sea via Lake Ladoga and Lake Onega has been one of the classical controversial topics both in Russia and Finland. An open sea connection has been supported by several Russian scientists and many Finnish colleagues including Sauramo, Hyyppä and Mölder [Sauramo, 1958] were searching for additional evidence for such a connection in 1941–1944. The extensive open connection required an early deglaciation of Karelia which did not fit with the correlation of Salpausselkä’s with the Russian Karelian end moraines and they were not even mentioned anymore in Finnish literature in the 1930s. The question of the early, i. e. pre-Salpausselkä, deglaciation of eastern Finland was challenged 1966 by Hyvärinen and the open sea connection was also questioned [Hyvärinen, 1973]. Marine diatoms in Late-glacial sediments were used as evidence of the sea connection



Exchange visits of Finnish and Russian Karelian geologists commenced in the mid-1970s. Hannu Hyvärinen (left), Natasha Davidova, Ari Siiriäinen, Anatoli Lukashov, Ilpo Ekman and the driver in Olonets, September 1976. Photo by Matti Saarnisto



Matti Saarnisto (front) and Juha Pekka Lunkka at the White Sea-Baltic watershed of Maselga south of Lake Segozero, May 2007

between the White Sea and the Baltic Sea, but it was shown by M. Saarnisto [Rainio et al., 1995] in the Maselga water divide area, that they are re-deposited last interglacial, i. e. Mikulino/Eemian, fossils. In harmony with many Russian colleagues they conclude that no Late Glacial sea connection existed. The Maselga watershed area was simply too elevated. In fact also Lake Onega remained above the (Baltic) Sea level. Raised shorelines and deltas within the White Sea sphere in northern Karelia foremost represent extensive ice-dammed lakes of the White Sea basin [Putkinen & Lunkka, 2008].

The open marine connection between the White Sea and the Baltic Sea during the Mikulino interglacial, on the other hand, has been known for some time and the Russian literature is extensive but partly published only in local reports with limited distribution. An extensive summary of the available material relevant to the Mikulino marine and terrestrial environment in north-western Russia was compiled.

Coring sediments of Lake Paanajärvi 1990

A sediment coring trip to Lake Paanajärvi in northern Russian Karelia was organized in April 1990. The Finnish participants represented Geological Survey of Finland, University of Oulu and University of Helsinki whereas the Russian team came from the Geological and Biological Institutes of the Karelian Research Centre in Petrozavodsk.

The teams received permission to cross daily the Finnish-Russian border by snowmobiles in an unofficial point close to Lake Paanajärvi. The bottom sediments of Lake Paanajärvi were cored in four localities and the longest cores cover nearly the entire time after the deglaciation of the area more than 10 000 years ago. The best cores were used for a study of the secular variations of the earth's magnetic field [Saarinen, 1994] and analysed for pollen in order to work out the Holocene history of forests [Huttunen et al., 1999]. In the following years botanists and geographers from the University of Oulu continued palaeogeographical and palaeobotanical studies in the Nuorunen area south of Lake Paanajärvi together with colleagues from Petrozavodsk. For general references of the Paanajärvi area see Jankovska et al. [1999].

Quaternary geological map 1:1 mln 1993

Intensified co-operation between the Geological Institute of the Karelian Research Centre and the Geological Survey of Finland resulted in a map of "Quaternary Deposits of Finland and north-western Russian Federation and their resources" 1:1 mln, which was edited by Jouko Niemelä, Ilpo Ekman and Anatoli Lukashov and published 1993. The editors and their Finnish and Russian teams had more than 30 meetings when compiling the map and working out the legend. The public release of the maps in Ilomantsi, Finnish North

Karelia, received much publicity in the Finnish television and newspapers. The map in two sheets is a most valuable source for regional reconnaissance survey of Quaternary deposits and landforms and its publication opened a new chapter in the co-operation of geological research institutes in Finland and northwestern Russia. The map was accompanied by a symposium volume which contains 12 articles of Finnish and Russian colleagues who were actively contributing to the map project [Kujansuu & Saarnisto, editors, 1997].

QUEEN, “Quaternary Environment of the Eurasian North” programme of the European Science Foundation 1996–2004 and “Eurasian Ice Sheets” programme of the European Union 1998–2000

Major European co-operative research programmes QUEEN and “Eurasian Ice Sheets” which are mentioned above fitted well in the active co-operation in Quaternary Geology between Finland and Institute of Geology in Petrozavodsk. The Geological Survey of Finland was the main operating institute in Finland, but the European programmes also incorporated institutes and individuals from Moscow, St. Petersburg and Apatity. In 1998 a QUEEN workshop was hosted by the Institute of Geology in Petrozavodsk, led by Sergey Rybakov. Academician N. P. Laverov, Vice-President of the Russian Academy of Sciences, an eminent

supporter of the Finnish-Russian geological co-operation, participated in the workshop.

Igor Demidov from Petrozavodsk was the main Karelian partner in the programmes. He worked together with the present author and Juha Pekka Lunkka in the Vologda area [Gey et al., 2001; Lunkka et al., 2001] and Kola Peninsula, and he was later also a highly respected partner of Norwegian and Danish teams in the Archangelsk area and Kanin Peninsula [Demidov et al., 2004]. Igor Demidov was a co-author in several scientific papers published by the participants of the QUEEN and “Eurasian Ice Sheet” programmes in international journals including the extensive summary paper of QUEEN [Svendsen et al., 2004] entitled “Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia” which was the most cited paper in the world in its field for ten years after its publication. The early death of Igor in 2007 was a big loss to the Quaternary community and especially to the Institute of Geology in Petrozavodsk.

A major sediment coring campaign was organized on Lake Onega 1992 on board research vessel “Poseidon” and the cores were subjected to the study of secular variations of the earth’s magnetic field in the geophysical laboratory of the Geological Survey of Finland. The results were essential when the deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega basin to the Salpausselkä end moraines was worked out [Saarnisto & Saarinen, 2001]. Another aim of the coring



Coring Quaternary sediments of Lake Onega in the Povenets Bay, winter 1993. Left to right: Sergey Vyahirev, Anatoli Lukashov, helicopter pilot, Ilpo Ekman, Arto Kiiskinen, Seppo Putkinen (front), unknown person and Esa Kukkonen. Photo by Matti Saarnisto



Igor Demidov on the shore of Lake Segozero, August 1993. Photo by Matti Saarnisto

of the Onega sediments was to search for disturbances in the sediment structures which could be related to palaeoseismicity after the deglaciation.

The work on the Late-glacial history of northern Russian Karelia and palaeohydrology of the White Sea basin has continued also when the above European programmes had ended. Juha Pekka Lunkka, University of Oulu, has been the leader of the project and Niko Putkinen, Geological Survey of Finland, has been the younger collaborator [Putkinen & Lunkka, 2008]. Igor Demidov participated in the early planning of the project and also in 2004 in the demanding coring campaign of Lake Kuittijärvi and Lake Tuoppajärvi sediments. The coring was performed by a team of the Geological Survey of Finland, similarly as the coring of Lake Onega sediments in 1992. The sediments were dated by varve counts and palaeomagnetic measurements. Inner structures of glacial landforms in North Karelia, especially end moraines, were investigated by ground penetrating radar and the formations were mapped in addition to extensive field observations and computer assisted analysis of aerial photos and satellite images [Putkinen, 2011]. One of the cores from the bottom of Lake Ylä-Kuittijärvi near the village of Vuonninen was selected for pollen analytical study of the land use history and dated by palaeomagnetic analysis [Alenius et al., 2011]. The work for dating the Karelian end moraines using cosmogenic exposure dating also continues and Dimitri Subetto from the Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Centre has joined the team lead by Juha Pekka Lunkka.

Palaeoseismicity and neotectonics

Magnificent rock falls are major elements in the landscape of Zaonezhsky Peninsula and to a somewhat lesser extent in the northern Lake Ladoga area, including the Island of Valaam/Valamo. Palaeoseismicity was a special study area of Anatoli Lukashov. He wrote a report on palaeoseismicity in Karelia at the request of the Geological Survey of Finland [Lukashov, 1995]. Geologists Paavo Vuorela and Aimo Kuivamäki of the Nuclear Waste Disposal Study Group visited Zaonezhsky Peninsula at the invitation of Anatoli Lukashov. Later they took a trip to the northern Lake Ladoga area. They agreed that the rock falls in both places were produced by strong seismicity [Kuivamäki et al., 1998].

The sediment cores from the main Lake Onega basin, totalling almost 200 metres in length, displayed no disturbances [Saarnisto & Saarinen, 2001]. The pollen study of cores from the vicinity of Pegrema village shows that the village area was continuously inhabited for more than 5000 years and that there are no signs of a long settlement break due to a violent earthquake 4200 years ago, as suggested by archaeologist Zhuravlev [Vuorela et al., 2001]. The only disturbed sediment sequence in Zaonezhsky Peninsula dates from the time immediately following the deglaciation somewhat more than 13 000 years ago. Thus, later post-glacial earthquakes and rock falls should be seriously questioned.

Valaam Island's neotectonics was studied by a Petrozavodsk-Geological Survey of Finland



Prof. M. Saarnisto at a laboratory of the Institute of Geology with colleagues. Left to right: N. Lavrova, L. Gutaeva, O. Demidova, A. Kolkonen, T. Shelekhova (April 3, 2015)

team in February 1996 by coring sediments from all small lake basins on the island. No evidence to support the postulated anomalously rapid uplift of northeastern Lake Ladoga was obtained, but the emergence history of Valaam was explained by a rapid decline of the water level of Lake Ladoga due to the opening of the Neva outlet 3400 years ago [Saarnisto, 2008]. Some of the sediment cores from the small lakes on Valaam were also used to study the history of agriculture and land use on the island [Vuorela et al., 1998].

Concluding remarks; Sight to the future

The co-operation in Quaternary geological research between the Institute of Geology of the Karelian Research Centre of the Academy of Sciences of the Soviet Union and the Finnish institutes commenced by the mid-1970s. The main Finnish participating institute was the Geological Survey of Finland, but representatives of the Universities of Helsinki and Oulu were also involved. The new activity was guided by the Working Group for Geology of the Commission for Scientific and Technical Co-operation between Finland and the Soviet Union. The early activity consisted mostly of study visits in both countries but has declined after 1982.

During the perestroika in the late 1980s the co-operation developed rapidly to extensive research programmes, first the Lake Paanajärvi coring campaign 1990 and the beginning of the efforts

for a joint map of Quaternary deposits which was published in 1993. The true international collaboration began 1991 by the field excursion to the magnificent Late-glacial Younger Dryas end moraines in Finnish North Karelia and northern Republic of Karelia. These glacial formations, which are most representative in the vicinity of Kuittijärvi/Kuito lakes had been known for a hundred years but hardly ever visited by western geologists. The excursion and related scientific papers contributed to the Project 253 “Termination of the Pleistocene” of the International Geological Correlation Programme of UNESCO. The co-operation in Quaternary geology between the Geological Survey of Finland and the Institute of Geology of the Karelian Research Centre and other northwestern Russian institutes intensified and gained more and more international visibility and reputation because the work was effectively integrated in the European research programmes entitled QUEEN, “Quaternary Environment of the Eurasian North” programme of the European Science Foundation 1996–2004 and “Eurasian Ice Sheets” programme of the European Union 1998–2000 and the scientific results were widely published in international journals.

The work on the Late-glacial behaviour of the receding Fennoscandian ice sheet in Karelia continues and similarly studies on the palaeohydrology of the White Sea basin where huge ice-dammed lakes of several thousand cubic kilometres existed during the Late-glacial Younger Dryas time. The

sudden drainage of several tens of metres of this ice-dammed water body influenced the ocean currents in North Atlantic but the obvious influence on the climate is not yet fully understood. Thus, the study of the Late-Quaternary history of the ice sheet and ice-dammed water bodies in Karelia has a global dimension for understanding the Quaternary palaeoclimate. That's why Russian Karelia interests so much the international science community working on past environmental changes.

The increased knowledge of the ice flow directions of the continental ice sheet and the stratigraphy of glacial deposits, their lithology and geochemistry have great economic potential in ore exploration. The study of the above parameters of glacial deposits in Finland has resulted in discoveries of several economic ore bodies. As the glacial geological environment in Russian Karelia is similar to Finland, the glacial geological indicator tracing methods in prospecting could be utilized more effectively here in order to support the highly qualified bedrock geological and geophysical mapping and ore exploration methods effectively in use in Karelia. Glacial indicator tracing would offer a promising field for the future co-operation.

The bilateral co-operation between Finland and Russian Karelia in the study of palaeoseismicity and neotectonics has increased understanding of the stability of Precambrian bedrock which has applications in the suitability of bedrock in storing the highly active nuclear waste.

The sediment cores from the neotectonics study sites in the Zaonezhsky Peninsula and the Island of Valaam offered excellent material also for the study of the history of land use. The same applies to the Upper Kuittijärvi sediment core raised from the vicinity of the village of Vuonninen. The study of land use and environment changes in the past are of vital importance for separating natural changes from man-made phenomena including the current climate fluctuations. There is a big demand for such studies in Karelia. The palaeo-ecological expertise, namely pollen and diatom analysis from Late- and Post-glacial sediments and peat sequences, is readily available in the Institutes of Geology and Biology in Petrozavodsk whereas such expertise in the Geological Survey of Finland is greatly reduced but can be found in Finnish universities.

The active period in co-operation lasted approximately 15 years between 1990 and 2005. That was a highly successful period for Quaternary research in Finland and Republic of Karelia. But then suddenly the joint efforts more or less ceased and for a deeply regretful reason. Most Quaternary geologists in Petrozavodsk and many in the Geological Survey of Finland who had been active in

co-operation passed away or otherwise left their institutes within a couple of years.

Our late colleagues have paved a clear path for future co-operation. The Quaternary environments of Russian Karelia and Finland offer both stimulating and demanding scientific problems for students of nature. Our task today is to invigorate and maintain scientific co-operation after the recent standstill. It is clear that the Quaternary geologists of the Geological Survey of Finland and universities have a very positive attitude to re-intensify joint scientific work. Russian Karelia is an El Dorado to Finnish geologists!

References

- Alenius T., Saarnisto M., Taavitsainen J.-P., Lunkka J.-P.* Records of Land Use and Medieval Settlement History in Vuonninen, Dvina Karelia, Northwest Russia // *Geoarchaeology*. 1970. P. 142–163.
- Demidov I. N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K. H., Larsen E., Lyse A., Funder S., Lunkka, J.-P. & Saarnisto M.* Valdaian glacial maxima in the Arkhangelsk district of northwestern Russia // In: *Quaternary glaciations: extent and chronology. Developments in Quaternary Science 2*. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 321–336.
- Demidov I. N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K. H. & Larsen E.* The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas* 35, 2006. P. 425–443.
- Ekman I. & Iljin V.* Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian ASSR and adjacent areas // In: *Rainio, H. & Saarnisto, M. (eds.) Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines: field conference, North Karelia, Finland – Karelian ASSR, June 26 – July 4, 1991. Geological Survey of Finland, Excursion guide 32*. P. 73–99.
- Gey V., Saarnisto M., Lunkka J. P., Demidov I.* Mikulino and Valdai paleoenvironments in the Vologda area, NW Russia // *Global and Planetary Change*. 2001. No. 31. P. 347–366.
- Hubberten H., Andreev A., Astakhov V., Demidov I., Dowdeswell J., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Jakobsson M., Kuzmina S., Larsen E., Lunkka J. P., Lyse A., Mangerud J., Möller P., Saarnisto M., Schirrmeyer L., Sher A., Siegert C., Siegert M., and Svendsen J. I.* The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quaternary Science Reviews*. 2004. No. 23. P. 1333–1357.
- Huttunen A., Huttunen R.-L. & Vasari Y.* Holocene palynostratigraphy of a deep lake sediment in Paanajärvi, Russian Karelia // *Fennia*. 1999. No. 177:1. P. 83–92.
- Hyvärinen H.* The deglaciation history of eastern Fennoscandia – recent data from Finland // *Boreas*. 1973. No. 2. P. 85–102.
- Jankovska V., Vasari Y., Elina G. A., Kuznetsov O.* Holocene paleogeography of Paanajärvi National Park, Russia. *Fennia*. 1999. No. 177. P. 71–82.
- Kuivamäki A., Vuorela P. & Paananen M.* Indications of postglacial and recent bedrock movements in Finland and Russian Karelia // *Geological Survey of Finland*.

Nuclear Waste Disposal Research, Report YST-99, 1998. P. 97 p.

Kujansuu R. & Saarnisto M. (eds). Contribution to the Origin of Quaternary Deposits and Their Resources in Finland and the Northwestern Part of the Russian Federation // Geological Survey of Finland. 1997. Special Paper 24. 92 p.

Lukashov A. Palaeoseismotectonics in the northern Lake Onega (Zaonezhsky Peninsula, Russian Karelia) // Geological Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research, Report YST-90, 1995. 36 p.

Lunkka J. P., Saarnisto M., Gey V., Demidov I., Kisilova V., The extent and timing of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet // *Global and Planetary Change* 31. P. 407–525.

Niemelä J., Ekman I. & Lukashov A. Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their resources. Map 1: 1 000 000. Geological Survey of Finland and Russian Academy of Science, Institute of Geology, Petrozavodsk, 1993.

Putkinen N. & Lunkka J. P. Ice stream behaviour and deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet in the Kuittijärvi area, Russian Karelia // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2008. No. 80 (1). P. 19–37.

Putkinen N. Late Weichselian deglaciation chronology and palaeoenvironments in northern Karelia, NW Russia // *Synopsis of Ph. D. Dissertation*. Geological Survey of Finland, Espoo. 2011. 21 p.

Rainio H. & Saarnisto M. (eds.). Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines: field conference, North Karelia, Finland – Karelian ASSR, June 26 – July 4, 1991. Geological Survey of Finland, Excursion guide 32, 1991. 148 p.

Rainio H., Saarnisto M., Ekman I. Younger Dryas end moraines in Finland and NW Russia // *Quaternary International*. 1995. No. 2. P. 179–192.

Rosberg J. E. Ytbildinagr I ryska och finska Karelen med särskild hänsyn till de karelska randmoränerna // *Fennia*. 1892. No. 7. 122 p.

Saarinen T. Palaeomagnetic study of the Holocene sediments of Lake Päijänne (Central Finland) and Lake Paanajärvi (North-West Russia) // Geological Survey of Finland. 1994. Bulletin No. 376. 87 p.

Saarnisto M. Late Holocene land uplift/neotectonics on the island of Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia // *Quaternary International*. 2012. No. 260. P. 143–152.

Saarnisto M. & Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian ice sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines // *Global and Planetary Change* 31, 2001. P. 387–405.

Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee // *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III* 51, 1958. 522 p.

Svendson J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I., Demidov I., Dowdeswell J. A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H. W., Ingmlfsson Or., Jakobsson M., Kjaer K. H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J. P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Moller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M. J., Spielhagen R. F. & Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews* 23. P. 1229–1271.

Vuorela I., Lempiäinen T. & Saarnisto M. Land use pollen record from the Island of Valamo, Russian Karelia // *Annales Botanici Fennici* 38, 2004. P. 139–165.

Vuorela I., Saarnisto M., Lempiäinen T. & Taavitsainen J.-P. Stone Age to recent land-use history at Pegrema, northern Lake Onega, Russian Karelia // *Vegetation History and Archaeobotany* 2001. No. 10. P. 121–138.

СЕМИНАР ПО ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ (Белгород, 22–24 апреля 2015 г.)

X Российский семинар по технологической минералогии на тему «Роль технологической минералогии в получении конечных продуктов передела минерального сырья» состоялся 22–24 апреля 2015 года в г. Белгороде на базе Белгородского государственного технологического университета им. В. Г. Шухова. Организаторами семинара были Комиссия по технологической минералогии Российского минералогического общества, ФГБОУ ВПО «Белгородский государственный технический университет им. В. Г. Шухова», ФГБУН «Институт геологии Карельского научного центра РАН».

Председатели: Сергей Николаевич Глаголев – ректор БГТУ им. В. Г. Шухова, д. э. н., профессор, и Владимир Владимирович Щипцов – председатель Комиссии по технологической минералогии РМО, директор ИГ КарНЦ РАН, д. г.-м. н., профессор.

В мероприятии участвовали представители академических и отраслевых институтов, вузов и производственных организаций из девяти городов России: Апатиты (ГИ КНЦ РАН, ИХ-ТРЭМС КНЦ РАН), Белгород (БГТУ им. В. Г. Шухова), Владимир (ВГУ), Магнитогорск (МГТУ им. Г. И. Носова), Москва (ФГУП «ВИМС», ОИВТ РАН, РГГУ), Петрозаводск (ИГ КарНЦ РАН, ПетрГУ), Санкт-Петербург (НЦУМС «Горный», НИУ ИТМО), Сыктывкар (ИГ КомиНЦ УрО

РАН), Уфа (ООО «Клариса», БГУ). Для участия в семинаре было зарегистрировано 54 человека, в том числе один чл.-корр. РАН, 15 докторов наук, 19 кандидатов наук, 7 аспирантов. От Института геологии КарНЦ РАН участвовало 12 сотрудников.

Научная программа семинара была посвящена следующим направлениям исследований технологической минералогии и сопряженных с ней дисциплин:

- вопросы технологической минералогии переделов минерального сырья при переработке и утилизации отходов горно-металлургической и энергетической областей;
- технологическая минералогия рудных месторождений и инновационные решения в области комплексной переработки минерального сырья;
- роль технологической минералогии в высоких технологиях переработки минерального техногенного сырья;
- прогнозная оценка обогатимости природного и техногенного минерального сырья;
- роль технологической минералогии в технологиях переработки нерудного минерального сырья при производстве вяжущих веществ и строительных материалов.

Семинар начался с торжественной церемонии возложения цветов к памятнику академику





В. Г. Шухову, которого при жизни называли российским Эдисоном и «первым инженером Российской империи». Имя Владимира Григорьевича Шухова присвоено технологическому университету. Данное мероприятие для участников семинара было глубоко символично.

С приветственными словами на открытии семинара выступили председатель Комиссии по технологической минералогии РМО, директор Института геологии КарНЦ РАН д. г.-м. н. В. В. Щипцов и проректор БГТУ по научной работе проф. Е. И. Евтушенко. Участники семинара посмотрели фильм об университете, который в 2014 году отметил знаменательную дату – 60-летие со дня основания.

На пленарную сессию были представлены восемь докладов ведущих специалистов. Далее на программных сессиях 22 и 24 апреля заслушан целый ряд содержательных докладов представителей различных организаций. Отдельно в программе было выделено время для ознакомления со стендовыми докладами с короткими устными комментариями авторов.

На семинаре выступали молодые ученые и аспиранты Белгородского государственного технологического университета, Владимирского государственного университета, ВИМС, УИТМО и ИГ КарНЦ РАН. Принято решение отметить дипломами лучшие доклады молодых ученых – Ю. М. Астаховой, И. Г. Быстрова, Р. В. Садовничьего, Е. В. Соколовой, Р. М. Дворникова.

В рамках семинара состоялись экскурсии на Лебединский горно-обогатительный комбинат,

в Губкинский музей истории Курской магнитной аномалии. Участники семинара посетили диораму «Курская битва. Белгородское направление» и мемориальный комплекс в Прохоровке.

К семинару был издан очередной выпуск сборника научных статей по материалам прошедшего в 2014 году IX семинара по технологической минералогии на базе Магнитогорского государственного технического университета им. Г. И. Носова «Технологическая минералогия природных и техногенных месторождений» (Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 171 с.).

В заключительной части семинара состоялась дискуссия. Участники отметили, что роль минералого-технологических исследований в цепочке «минералогия – технологическая минералогия – технология – материаловедение» усиливается и становится реальностью времени. Именно на этом семинаре участники говорили о важности и необходимости совместных работ, так как в любых исследованиях должно быть конечное звено: для чего и для кого выполняется конкретная работа.

Особое внимание было уделено вопросам подготовки кадров. Вопросы технологической минералогии рекомендуется отражать во ФГОС, учебных программах различных учебных заведений. Внесено предложение о проведении мастер-классов во время работы следующих планируемых семинаров.

Резюмируя итоги семинара, следует отметить:

- высокий уровень организации и проведения научного семинара на базе Белгородского государственного технологического университета им. В. Г. Шухова;
- широкий круг участников семинара, включающий представителей академических и отраслевых институтов, вузов;
- высокий профессиональный уровень научных докладов, в том числе докладов молодых специалистов и аспирантов;
- роль минералого-технологических исследований по оценке и прогнозу качества минеральных продуктов приобретает актуальность на современном этапе, что важно для практических результатов;
- необходимость привлечения к участию в семинаре главных геологов предприятий, поиск взаимопонимания с ними;
- высокую значимость мероприятий, связанных с организованными экскурсиями на Лебединский горно-обогатительный комбинат, в Губкинский музей истории Курской магнитной аномалии, знакомством с диорамой «Курская битва. Белгородское направление»

в г. Белгороде и посещением Прохоровки в знаменательные дни национального праздника – 70-летия Победы в Великой Отечественной войне.

24 апреля состоялось открытое заседание комиссии по технологической минералогии, на которое были приглашены все участники семинара.

Участники семинара выразили признательность и глубокую благодарность ректорату университета и лично ректору Сергею Николаевичу Глаголеву за оказанное гостеприимство и предоставленную возможность провести юбилейный семинар в стенах одного из ведущих технических вузов России, отметили хорошую организационную работу коллектива под руководством профессора Валерии Валерьевны Строковой, способствовавшую эффективности проведенного мероприятия.

*Председатель Комиссии
по технологической минералогии РМО
В. В. Щипцов*

XII ВСЕРОССИЙСКОЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ «ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД» (Петрозаводск, 15–20 сентября 2015 г.)

15–20 сентября 2015 года в Институте геологии Карельского научного центра РАН состоялось XII Всероссийское петрографическое совещание «Петрография магматических и метаморфических горных пород», проводимое под эгидой Межведомственного петрографического комитета и Отделения наук о Земле Российской академии наук и при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-20600 Г).

Решение о его проведении на базе Института геологии КарНЦ РАН было принято в 2010 году в Екатеринбурге, на предыдущем форуме. Данное научное мероприятие, которое проводится один раз в пять лет, инициировано Межведомственным петрографическим комитетом РАН с целью рассмотрения актуальных вопросов петрографии магматических и метаморфических пород в связи с проблемами глубинной дифференциации и эволюции магматизма в геологической истории планеты Земля.

Открыл XII Всероссийское петрографическое совещание директор ИГ КарНЦ РАН В. В. Щипцов. С приветственным словом

выступили академик РАН О. А. Богатиков, академик РАН В. А. Коротеев, заместитель начальника Департамента по недропользованию по Северо-Западному федеральному округу А. Ю. Шишков. В пленарной сессии представили доклады ведущие ученые России – специалисты в области петрографии и петрологии магматических и рудоносных комплексов: академик РАН В. В. Ярмолук, д. г.-м. н. Е. В. Шарков, д. г.-м. н. А. Л. Перчук, член-корр. РАН И. В. Гордиенко, член-корр. РАН В. С. Шацкий, академик РАН В. А. Коротеев, член-корр. РАН Ю. Г. Сафонов, член-корр. РАН С. П. Кориковский, член-корр. РАН Н. А. Горячев и д. г.-м. н. М. В. Минц. С докладами по секционной тематике выступили член-корр. РАН В. А. Глебовицкий, член-корр. РАН А. В. Самсонов, доктора геол.-минер. наук Л. Н. Шарпенюк, В. Ф. Смолькин, К. В. Лобанов, В. А. Марыгина, А. М. Пыстин, А. М. Курчавов, В. В. Акинин, Ю. Л. Войтеховский, А. А. Арзамасцев и др. От Института геологии КарНЦ РАН представили доклады доктора геол.-минер.





наук А. И. Слабунов, С. А. Светов, В. С. Куликов, О. И. Володичев, Л. П. Свириденко, кандидаты геол.-минер. наук В. И. Иващенко, А. В. Степанова и др. В целом на заседаниях секций было представлено 73 устных доклада. С обзором 46 представленных стендовых докладов выступил заместитель директора по НИР ИГ КарНЦ РАН С. А. Светов. 15 сентября с обзорным докладом выступил гость совещания – генеральный директор компании «Диалтек» Д. В. Потапов. В работе совещания приняли участие около 150 ученых из академических институтов, университетов и геологических организаций России и зарубежья.

Следует отметить, что впервые в самостоятельной секции были представлены новейшие результаты исследований петрографии магматических и метаморфических пород Арктического региона России. В программу докладов

также были включены вопросы диагностики и классификации кристаллических горных пород. Отдельно выделен блок докладов, посвященных магматизму и метаморфизму Фенноскандинавского щита.

Особое внимание уделялось инновационной направленности исследований. Например, проблемам промышленного использования редкометалльного, кианитового и шунгитового сырья. Кроме того, акцентировано внимание на усилении роли региональных петрографических советов в выработке рекомендаций при постановке геолого-поисковых и геолого-разведочных работ, издании геологических карт. Также состоялась встреча академика РАН О. А. Богатикова и академика РАН В. А. Коротева со студентами кафедры геологии и геофизики горно-геологического факультета Петрозаводского государственного университета.



К началу Петрографического совещания были опубликованы его материалы и путеводитель четырех геологических экскурсий. В материалах представлены результаты исследования горных пород различных регионов России (Дальний Восток, Восточная Сибирь, Урал, Северо-Запад), а также некоторых регионов мира. Для участников совещания были организованы

экскурсии в центральное кернохранилище, в Ботанический сад ПетрГУ, а также запланированные программой геологические экскурсии «Палеопротерозойский магматизм Центральной Карелии», «Феномен «Шуньга» и «Гранулиты и базиты Заонежья».

Оргкомитет совещания

ЮБИЛЕИ И ДАТЫ

ВЛАДИМИР ВЛАДИМИРОВИЧ ЩИПЦОВ (к 75-летию со дня рождения)

Владимир Владимирович Щипцов родился 22 апреля 1941 года в г. Риге (Латвия), в 1958 году там же окончил школу. Когда пришло время выбирать профессию, поступил на работу в Латвийское Управление геологии и охраны недр при Совете министров Латвийской ССР на должность коллектора. Элла Карловна Улпе была первым профессиональным наставником Владимира Владимировича и сыграла определяющую роль в его выборе профессии. С 1964 года В. В. Щипцов – выпускник геолого-разведочного факультета Ленинградского горного института, первого высшего технического учебного заведения России. На одной из геологических практик в Восточной Сибири Ю. Е. Рыцк (ВСЕГЕИ) предложил Владимиру Владимировичу определиться на работу в только что созданный институт в Петрозаводске и заняться изучением геологии слюдяных месторождений Карельского региона. В. В. Щипцов получил рекомендацию, подписанную проф. В. Д. Никитиным, д. г.-м. н. П. П. Боровиковым и к. г.-м. н. Ю. Е. Рыцком, приехал к директору Института геологии Кауко Оттовичу Кратцу в конце декабря 1965 года и был принят на должность старшего лаборанта в группу М. М. Стенаря лаборатории геологии слюдяных месторождений. В 1973 году Владимир Владимирович окончил заочную аспирантуру по специальности «поиски и разведка месторождений полезных ископаемых». Г. Г. Родионов (ВИМС) стал научным руководителем кандидатской диссертации «Закономерности образования и размещения пегматитов Западного Беломорья», которую Владимир Владимирович защитил в 1977 году. В том же году



В. В. Щипцов стал ученым секретарем Института геологии и в течение семи лет занимался научно-организационной работой в системе АН СССР.

В 1985 году Владимир Владимирович возглавил лабораторию геологии и технологии

неметаллов, которая с 2002 года переименована в лабораторию геологии, технологии и экономики минерального сырья. В 2000 году в Горном музее своей alma mater В. В. Щипцов защитил докторскую диссертацию на тему «Геолого-минералогические основы технологической оценки индустриальных минералов Карелии» по специальности 04.00.11 – геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений, металлогения. В 2001 году В. В. Щипцов признан заслуженным деятелем науки Республики Карелия. В январе 2002 года Владимир Владимирович Щипцов был избран коллективом Института геологии КарНЦ РАН на должность директора. В. В. Щипцов по настоящее время возглавляет институт и одновременно руководит лабораторией. Под его руководством в институте модернизирована аналитическая база, создана и функционирует сеть станций по сейсмонаблюдениям, развивается международное научное сотрудничество в условиях приграничного региона России, активно проходит работа в области инноваций. Так, при институте учреждены Инновационный центр по наукоемким технологиям «УККО» и малые научные предприятия «Шунгитон» и «Карбон-релиз». В 2011 году коллектив Института геологии, возглавляемый В. В. Щипцовым, награжден Почетной грамотой Российской академии наук.

За полувековой период работы в институте В. В. Щипцов стал высококвалифицированным специалистом в области геологии неметаллических полезных ископаемых и их технологической оценки. Под руководством В. В. Щипцова выполнен ряд проектов по оценке нетрадиционных и новых промышленных минералов Республики Карелия. Сделаны научные выводы о перспективности минеральных проявлений Карелии – кианитовые, гранатовые, апатитовые руды, тальковый камень, кварц, мусковит, нефелиновый сиенит, анортозит, ильменит и др. Много сил В. В. Щипцов вложил в идею развития малого горного бизнеса на Северо-Западе, в частности в Карелии, на основе освоения промышленных минералов. Обосновал целесообразность реализации в условиях Карелии разработанной модели использования малых горных предприятий для добычи и переработки месторождений индустриальных минералов и вовлечения в сферу картирования ряда малых перспективных месторождений. Системный подход позволил создать фундаментальную основу минералого-технологической оценки индустриальных минералов на ранней стадии исследований. Кроме того, В. В. Щипцов занимается изучением

сложнодислоцированных архейских гранит-гнейсовых комплексов Карелии, изучение которых имеет значение для решения аспектов металлогенической специализации данных комплексов. В 2008 году Владимиру Владимировичу Щипцову присвоено звание заслуженного деятеля науки Российской Федерации.

В. В. Щипцов – научный руководитель ряда проектов по фундаментальным направлениям программ Президиума РАН и ОНЗ РАН, РФФИ. В качестве руководителя участвовал в разработке «Научной концепции и программы развития минерально-сырьевой базы строительных материалов Республики Карелия на период 1996–2000 гг. и дальнейшую перспективу», выполненной по заданию Председателя Правительства Республики Карелия. За период работы был ответственным исполнителем с российской стороны международных проектов EUROASIA, TACIS-BISTRO и TACIS. Владимир Владимирович активно развивает деловые научные контакты с иностранными специалистами скандинавских стран, США, Канады, Великобритании, Франции, Болгарии, Японии. Его признанный авторитет позволил заключить ряд официальных соглашений и договоров о сотрудничестве, например, в рамках многостороннего международного соглашения по проектам «Fennoscandian Gold Transect» – «Фенноскандинавский золотой трансект» (FENGOT) и FODD – «База данных месторождений Фенноскандии и металлогеническая карта» (раздел «Критические металлы и индустриальные минералы Фенноскандии XXI века»). Проекты нацелены на создание базы данных месторождений и металлогенической карты критических металлов и индустриальных минералов Фенноскандии.

В. В. Щипцов является создателем и руководителем научной школы по технологической минералогии индустриальных минералов, возглавляет Комиссию по технологической минералогии Российского минералогического общества (РМО), входит в число членов Ученого совета РМО. По представлению академика РАН Д. В. Рундквиста и чл.-корр. РАН Ю. Б. Марина впервые за всю историю Карельского отделения РМО решением съезда минералогического общества 15 октября 2015 года В. В. Щипцов избран почетным членом РМО, ему вручен Диплом Почетного члена РМО и памятный знак. С момента создания Комиссией по технологической минералогии РМО организовано и проведено десять ежегодных российских семинаров на базе научных организаций, география которых обширна – это Петрозаводск, Казань, Магнитогорск, Белгород, Сыктывкар, Москва,

Санкт-Петербург. По итогам семинаров издано девять сборников научных трудов по технологической минералогии, в 2016 году будет опубликован десятый выпуск.

Владимир Владимирович совмещает научную и научно-организационную работу с преподавательской деятельностью – заведует кафедрой геологии и геофизики горно-геологического факультета ПетрГУ, является профессором ПетрГУ и читает курсы лекций по дисциплинам «Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых», «Геология месторождений полезных ископаемых», «Современные проблемы общей региональной геологии», «Введение в специальность». Осуществляет научное руководство по подготовке научно-педагогических кадров высшей квалификации – аспирантов Института геологии КарНЦ РАН. Входит в состав Президиума Учебно-методического совета классических университетов по геологии и участвует в ежегодных съездах Учебно-методического объединения по классическому университетскому образованию, которые проходят в МГУ.

Владимир Владимирович активно занимается экспертной деятельностью. Входит в экспертный совет при Министерстве экономического развития Республики Карелия, а также в коллегии Министерства природопользования и экологии РФ. Является членом научного совета ОНЗ РАН по проблемам обогащения, а также научного совета Российской ассоциации «Промышленные минералы» и научного совета по физико-химическим методам обогащения ОНЗ РАН. В. В. Щипцов является членом Президиума Карельского научного центра РАН и целого ряда ученых советов научных и образовательных организаций. Ответственный редактор выпусков серии «Геология докембрия» научного издания «Труды Карельского научного центра РАН», член редколлегий и редакционных советов ряда изданий: «Ученые записки Петрозаводского государственного университета» (серия «Естественные и технические науки»), «Огнеупоры и техническая керамика», энциклопедия «Карелия» и др. Входит в число экспертного совета журнала «Редкие металлы».

В. В. Щипцов – автор и соавтор более 300 научных работ, также соавтор нескольких изобретений и патентов. Выступает с докладами на парламентских слушаниях в Законодательном собрании Республики Карелия, различного уровня симпозиумах, конференциях, совещаниях и рабочих встречах, в том числе за рубежом (США, Канада, Финляндия, Германия, Болгария, Франция и др.). Владимир

Владимирович регулярно выступает на радио и телевидении, участвует в интернет-трансляциях. Ему принадлежат публицистические и научно-популярные статьи, в частности, в республиканском журнале «Север», в научно-информационных сборниках, таких как «Тиетта» и др.

В 2003 году В. В. Щипцов был включен в юбилейное издание «Лица столицы», а в 2006-м – в энциклопедию «Лучшие люди России», раздел «Родины славные сыны и дочери». Награждался Почетными грамотами АН СССР и РАН, золотым нагрудным знаком «Ученый 2010 года» лауреата «100 лучших организаций России. Наука. Инновации». За выдающийся вклад в развитие отечественных промышленных минералов награжден памятной медалью № 003 Российской ассоциации «Промышленные минералы» и золотой юбилейной медалью И. Н. Плаксина. Неоднократно отмечался Почетными грамотами, в том числе от Министерства природных ресурсов Республики Карелия. Получал благодарственные письма от муниципальных организаций республики за содействие в организации культурно-образовательных и других мероприятий.

Среди увлечений Владимира Владимировича в свободное от работы время – теннис и шахматы. В здоровом теле – здоровый дух и ясный ум!

Коллектив Института геологии КарНЦ РАН от всей души поздравляет уважаемого директора Владимира Владимировича Щипцова со знаменательным юбилеем и желает долгих лет жизни, плодотворной работы на ниве российской науки, вдохновенного научного творчества с прикладным значением, а также сил в обучении и воспитании молодого поколения геологов!

Коллектив ИГ КарНЦ РАН

НАИБОЛЕЕ ВАЖНЫЕ НАУЧНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ В. В. ЩИПЦОВА

1975. О метаморфическом факторе формирования мусковитовых пегматитов (район центральной части Западного Беломорья) // Мусковитовые пегматиты. Л.: Наука. С. 165–168. (Совместно с О. И. Володичевым.)

1978. Этапы гранитного пегматитообразования в докембрии северной Карелии // Геология, минералогия и геохимия пегматитовых полей Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. С. 41–47.

Петрофизика пород Западного Беломорья. Петрозаводск: Карелия. 161 с. (Совместно Т. С. Игнатьевой, В. С. Степановым, Ю. Й. Сыстра.)

1983. Пегматитовые формации и пояса Балтийского щита // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука. С. 213–225. (Совместно с Л. Л. Гродницким, Г. П. Сафроновой.)

1984. Серые гнейсы района озера Ондозеро (центральная Карелия) как один из компонентов раннеархейских образований земной коры // Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука. С. 157–164. (Совместно с Н. И. Скорняковой.)

1987. Гранитоиды архея юго-восточной части Балтийского щита (Карельский геоблок). Л.: Наука. 119 с. (Совместно с В. Н. Кожевниковым, Н. И. Скорняковой.)

1991. Распределение U-Th-Pb и редкометалльных элементов в апатитах Карелии // Минералогический журнал. Т. 13, №4. С. 92–98. (Совместно с О. В. Цюнь, Ю. А. Желдаковым.)

Precambrian nonmetallics of Karelia: classification and geotechnological assessment // Precambrian geology of the Southern Canadian shield and Eastern Baltic shield: Proceedings of USA-USSR-Canada Joint Seminar, University of Minnesota, Inf. Circular, St. Paul. P. 164–174.

1993. Precambrian Industrial Minerals of Karelia (ed. V. V. Shchiptsov). Petrozavodsk: Poliprint Ltd. 84 p. (Совместно с L. L. Grodnitsky, T. K. Kulmala, R. A. Khazov и др.)

1994. Present and future industrial minerals in Karelia (Russia) // Industrial Minerals: Proceedings of the 11th International Congress. Berlin. P. 15–21.

1995. Индустриальные минералы Карелии – поле деятельности малых горных предприятий // Минеральные ресурсы России. №2. С. 13–15.

1997. Quartz of Karelia (Russia) // Minerals deposits: research and exploration: Proceedings of the fourth biennial SGA Meeting, A. A. Balkema/Rotterdam/Brookfield. P. 751–753 (Совместно с J. Astala, L. S. Scamnitckaya.)

2000. Геология – для общества // Север, №7. С. 88–97.

Геолого-минералогические основы технологической оценки индустриальных минералов Карелии: автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. С.-Петербург. 46 с.

2004. Кварцевое сырье Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 226 с. (Совместно с Л. А. Данилевской, Л. С. Скамницкой.)

2005. Кианит – эффективное сырье для производства огнеупоров: сферы потребления, производители и мировая торговля // Новые огнеупоры, №8. С. 78–82.

Обзор и оценка индустриальных минералов Республики Карелия // Геология рудных месторождений. Т. 47, №1. С. 3–15.

2006. New investment projects on industrial minerals of Karelia, Russia market opportunities and problems // Abstr. in: Industrial Minerals, Nov. P. 60

2007. Состояние и ресурсы минерально-сырьевой базы кварца Республики Карелия // Разведка и охрана недр. №10. С. 29–33. (Совместно с Л. А. Данилевской.)

2009. Гранатовые руды Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 208 с. (Совместно с Т. П. Бубновой, Л. С. Скамницкой, А. В. Гаранжей, А. М. Ручьевым.)

2011. Небокситовое алюминиевое сырье России. Екатеринбург: РИО УрО РАН. 229 с. (Совместно с В. А. Коротеевым, В. Н. Огородниковым, Ю. Л. Войтеховским и др.)

U-Pb ID-TIMS age of the Tiksheozero carbonatite: Expression of 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia. Central European Journal of Geosciences, 3 (3). P. 302–308. (Совместно с F. Corfu, T. V. Bayanova, N. Frantz.)

2012. О концепции развития минерально-сырьевой базы Республики Карелия // Горный журнал. №5. С. 8–13. (Совместно с В. А. Шековым.)

Кианитовые руды России. Екатеринбург: РИО УрО РАН. 334 с. (Совместно с В. А. Коротеевым, В. Н. Огородниковым, Ю. Л. Войтеховским и др.)

Перспективы использования анортозитов Котозерского проявления (Республика Карелия) в качестве сырья для минерального волокна // Огнеупоры и техническая керамика. №7–8. С. 75–82. (Совместно с Т. П. Бубновой, Л. С. Скамницкой.)

2013. Морфогенетические типы и технология обогащения кианитовых руд. Екатеринбург: РИО УрО РАН. 310 с. (Совместно с В. А. Коротеевым, В. Н. Огородниковым, Ю. Л. Войтеховским и др.)

Industrial minerals of the Tiksheozero-Eletozero alkaline ultramafic-carbonaticitic and alkaline complexes in Karelia, Russia // Mineral deposit research for a high-tech world. Proceedings of the 12th Biennial SGA Meeting. Uppsala. Sweden. P. 1781–1783.

2015. Кварцевое сырье Карело-Кольского региона: о природе образования и генетическом значении субмикроскопических структурных неоднородностей в кварце // Труды КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. №7. С. 164–180. (Совместно с Л. Т. Раковым, В. Т. Дубинчуком, Л. С. Скамницкой.)

High-magnesian raw materials: mineral products of the Karelia-Kola region (Russia) // SGEM2015 Conference Proceedings. STEP92 Technology Ltd, 1 «Andrey Lyapchev» Blvd, 1797 Sofia Bulgaria, Book 1, vol. 1, Section Geology. P. 223–230.

Кристаллогенезис и возраст циркона из щелочных и основных пород Елетьозерского магматического комплекса, северная Карелия // Петрология. Т. 23, №3. С. 285–307. (Совместно с Е. В. Шарковым, Б. В. Беляцким, М. М. Богоиной и др.)

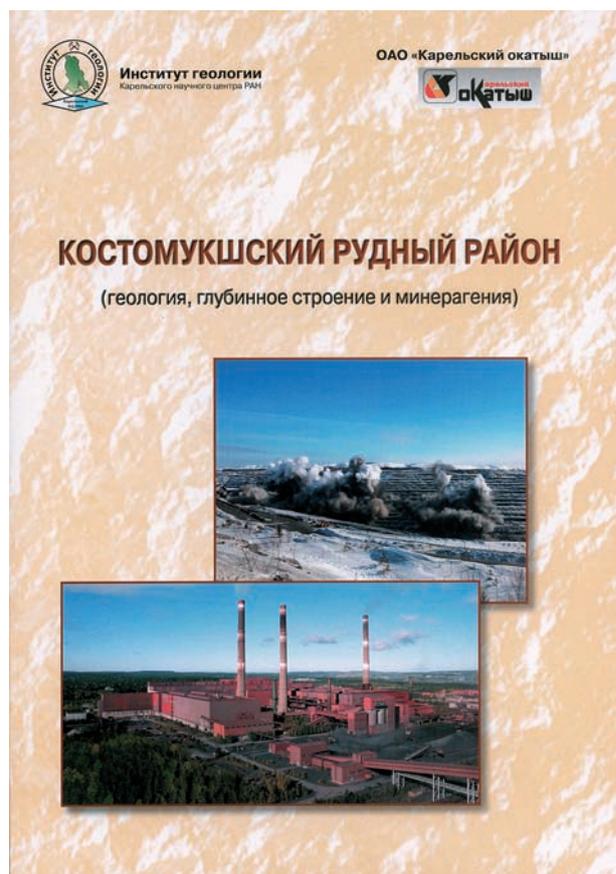
РЕЦЕНЗИИ И БИБЛИОГРАФИЯ

Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с. + 1 вкл., 171 ил., 32 табл., 16 фото. Библиогр. 361 назв.

ISBN 978–5–9274–0668–5

Авторы: S. Aaro, Б. З. Белашев, М. А. Бойчук, М. А. Воробьев, В. Н. Глазнев, В. Я. Горьковец, А. Г. Дударев, Л. А. Жданова, А. А. Иванов, Н. М. Иванов, А. В. Климовский, Е. Е. Климовская, М. А. Корсакова, J. V. Korhonen, В. И. Литвиненко, Л. А. Максимович, М. В. Минц, О. М. Муравина, Т. А. Мыскова, М. Ю. Нилов, Л. Г. Осипенко, И. К. Пашкевич, А. К. Полин, Ал. А. Попов, Ан. А. Попов, М. Г. Попов, А. Б. Раевский, М. Б. Раевская, В. Н. Рудашевский, Н. С. Рудашевский, А. С. Савченко, Л. П. Свириденко, J. R. Skilbrei, С. Я. Соколов, А. М. Спиридонов, В. И. Старостенко, Т. А. Цветкова, А. А. Фролов, Н. В. Шаров, В. А. Шеков, В. В. Щипцов.

Научный труд большого авторского коллектива посвящен основным проблемам, связанным с особенностями Костомукшского рудного района (КРР): глубинное строение коры и мантии, его металлогеническая эволюция, геологическое строение и условия локализации месторождений полезных ископаемых, геолого-геофизические критерии их поисков. В книге сопоставлены данные картировочного и глубокого разведочного бурения и интерпретации с помощью современных технологий материалов геофизических исследований коры и мантии. Исследования направлены на установление связей поверхностных структур рудных месторождений КРР с неоднородностями литосферы. В монографии показана эффективность сейсмического метода ГСЗ-КМПВ для изучения верхних и средних горизонтов коры. Привлечение к интегральной глубинной модели



КРР других геофизических методов расширило возможности корреляции геологических и геофизических данных. Впервые создан комплекс геофизических (сейсмические, 3D плотностная и магнитная) моделей земной коры центральной части Карельского кратона (приграничная территория восточной Финляндии и западной Карелии). Например, установлена комплексная модель строения земной коры, мощность которой закономерно увеличивается с востока на запад от 40 до 60 км за счет нижнего высокоскоростного слоя 7,0–7,3 км/с.

В монографии систематизирована информация о геологическом строении, условиях

локализации месторождений железа, золота, алмазов, кварца и строительных материалов, приведены геолого-геофизические критерии их поисков. Наличие крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения, золотого и алмазонного рудопроявлений свидетельствует о многоэтапности процессов рудообразования, способствовавших созданию условий для формирования крупных рудных концентраций, определяемых глубинными структурами. Таким

образом, Костомукшский рудный район является крупнейшим комплексным рудным объектом Республики Карелия.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков, занимающихся изучением глубинного строения древних платформ, разведкой новых рудных месторождений, а также будет полезна для студентов-геологов и геофизиков старших курсов.

Н. В. Шаров

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

(требования к работам, представляемым к публикации
в «Трудах Карельского научного центра Российской академии наук», с 2015 г.)

«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 высылаётся 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 высылаётся 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 отредактированы 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 же представляются в редакцию лично (г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, каб. 502). К рукописи желательно прилагать два бумажных экземпляра, напечатанных на одной стороне листа формата А4 в одну колонку.

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**); таблицы (на отдельных листах); рисунки (на отдельных листах); подписи к рисункам (на отдельном листе).

На отдельном листе дополнительные сведения об авторах: фамилии, имена, отчества всех авторов полностью на русском и английском языке; полный почтовый адрес каждой организации (страна, город) на русском и английском языке; должности, научные звания, ученые степени авторов; адрес электронной почты для 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 вклейках (рис. I, рис. II). Обсуждение завершается формулировкой в разделе «Заключение» основного вывода, которая должна содержать конкретный ответ на вопрос, поставленный во «Введении». Ссылки на литературу в тексте даются фамилиями, например: Карху, 1990 (один автор); Раменская, Андреева, 1982 (два автора); Крутов и др., 2008 (три автора или более) либо начальным словом описания источника, приведенного в списке литературы, и заключаются в квадратные скобки. При перечислении нескольких источников работы располагаются в хронологическом порядке, например: [Иванов, Топоров, 1965; Успенский, 1982; Erwin et al., 1989; Атлас..., 1994; Longman, 2001].

ТАБЛИЦЫ нумеруются в порядке упоминания их в тексте, каждая таблица имеет свой заголовок. 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 представляются отдельными файлами с расширением TIF (* .TIF) или JPG. При первичной подаче материала в редакцию рисунки вставляются в общий текстовый файл. При сдаче материала, принятого в печать, все рисунки из текста статьи должны быть убраны и представлены в виде отдельных файлов в вышеуказанном формате. Графические материалы должны быть снабжены распечатками с указа-

* Названия видов приводятся на латинском языке КУРСИВОМ, в скобках указываются высшие таксоны (семейства), к которым относятся объекты исследования.

** Обращаем внимание авторов, что в связи с подготовкой журнала к включению в международные базы данных библиографических описаний и научного цитирования расширенная аннотация на английском языке, а также транслитерированный в латиницу список использованной литературы приобретают особое значение.

нием 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, электронного трансмиссионного и сканирующего), должны сопровождаться масштабными линейками, причем в подрисуночных подписях надо указать длину линейки. Приводить данные о кратности увеличения необязательно, поскольку при публикации рисунков размеры изменятся. Крупномасштабные карты желательно приводить с координатной сеткой, обозначениями населенных пунктов и/или названиями физико-географических объектов и разной фактурой для воды и суши. В углу карты желательна врезка с мелкомасштабной картой, где был бы указан участок, увеличенный в крупном масштабе в виде основной карты.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ 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.

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 брюхоногого моллюска *Margarites groenlandicits* (Gmelin 1790) – *M. groenlandicus* или для подвида *M. g. umbilicalis*.

СОКРАЩЕНИЯ. Разрешаются лишь общепринятые сокращения – названия мер, физических, химических и математических величин и терминов и т. п. Все 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. Описания русскоязычных работ указываются 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 его библиографическое описание вместо транслитерированного. Библиографические описания прочих работ приводятся на языке оригинала. Для составления списка рекомендуется использование бесплатной программы транслитерации на сайте <http://translit.ru/>, вариант BCI.

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

Key words: *Cucumis sativus* L.; temperature drop; resistance.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ТАБЛИЦЫ

Таблица 2. Частота встречаемости видов нематод в исследованных биотопах

Биотоп (площадка)	Кол-во видов	Встречаемость видов нематод в 5 повторностях				
		100 %	80 %	60 %	40 %	20 %
1Н	26	8	4	1	5	8
2Н	13	2	1	1	0	9
3Н	34	13	6	3	6	6
4Н	28	10	5	2	2	9
5Н	37	4	10	4	7	12

Примечание. Здесь и в табл. 3–4: биотоп 1Н – территория, заливаемая в сильные приливы; 2Н – постоянно заливаемый луг; 3Н – редко заливаемый луг; 4Н – незаливаемая территория; 5Н – периодически заливаемый луг.

ОБРАЗЕЦ ОФОРМЛЕНИЯ ПОДПИСИ К РИСУНКУ

Рис. 1. Северный точильщик (*Hadrobregmus confuses* Kraaz.)

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.

В транслитерированном списке литературы:

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

В транслитерированном списке литературы:

Viktorov G. A. Mezvidovaya konkurentsiya i sosushhestvovanie ehkologicheskikh gomologov u paraziticheskikh pereponchatokrylykh [Interspecific competition and coexistence ecological homologues in parasitic Hymenoptera]. Zhurn. obshh. biol. 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

Марьянских 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.

В транслитерированном списке литературы:

Mar'yinskikh 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.

В транслитерированном списке литературы:

Sheftel' B. I. *Ekologicheskie aspekty prostranstvenno-vremennykh mezvidovykh 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.

В транслитерированном списке литературы:

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.

В транслитерированном списке литературы:

Grebenshchikov Ya. P. *K nebol'shomu 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).

В транслитерированном списке литературы:

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).

Demografiya. 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.

В транслитерированном списке литературы:

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.

TABLE OF CONTENTS

S. A. Bushmin, V. A. Glebovitsky. SCHEME OF MINERAL FACIES OF METAMORPHIC ROCKS AND ITS APPLICATION TO THE FENNOSCANDIAN SHIELD WITH REPRESENTATIVE SITES OF OROGENIC GOLD MINERALIZATION	3
N. A. Arestova, A. V. Yurchenko, V. P. Chekulaev, S. B. Lobach-Zhuchenko, G. A. Kucherovsky, E. N. Lepekhina. THE UROSOZERO GREENSTONE STRUCTURE (FENNOSCANDIAN SHIELD): GEOLOGY, COMPOSITION, AGE AND METAMORPHISM OF THE VOLCANICS	28
S. I. Turchenko. METALLOGENIC FEATURES OF THE PECHENGA RIFTOGENIC STRUCTURE (KOLA GEOBLOCK, BALTIC SHIELD)	40
A. V. Dmitrieva, L. V. Kuleshevich, A. S. Vihko. PETROCHEMICAL CHARACTERISTICS AND ORE SPECIALIZATION OF THE HAUTAVAARA MASSIF, SOUTH KARELIA	52
R. V. Sadovnichii, A. A. Mikhaylina, N. N. Rozhkova, I. S. Inina. THE MORPHOLOGICAL AND STRUCTURAL FEATURES OF QUARTZ OF SHUNGITE ROCKS OF MAKSOVO DEPOSIT	73
E. F. Sheka, N. N. Rozhkova. SHUNGITE AS A NATURAL SOURCE OF REDUCED NANOSIZED GRAPHENE OXIDE	89
A. V. Klimovskii, V. A. Meshcheryakova, A. A. Lebedev. DYNAMIC FEATURES OF "PETROZAVODSK" SEISMIC STATION	105
CHRONICLE	
Matti Saarnisto. Finnish-Russian Karelian collaboration in quaternary geological research in Karelia	112
V. V. Shchiptsov. Workshop on process mineralogy (Belgorod, April 22–24, 2015)	120
12 th pan-Russian Petrography Colloquim "Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks" (Petrozavodsk, September 15–20, 2015)	123
DATES AND ANNIVERSARIES	
Vladimir V. Shchiptsov (on the 75 th anniversary)	126
REVIEWS AND BIBLIOGRAPHY	130
INSTRUCTIONS FOR AUTHORS	132

Научное издание

**Труды Карельского научного центра
Российской академии наук**
№ 2, 2016

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Печатается по решению
Президиума Карельского научного центра РАН*

Выходит 12 раз в год

Свидетельство о регистрации СМИ ПИ № ФС77-48848 от 02.03.2012 г.
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций

Редактор А. И. Мокеева
Компьютерная верстка Г. О. Предтеченский

Подписано в печать 25.02.2016. Дата выхода 29.02.2016. Формат 60x84^{1/8}.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 15,35. Усл. печ. л. 16,28.
Тираж 250 экз. Заказ 339. Цена свободная

Учредитель и издатель: Карельский научный центр РАН, 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