

6/2019 (10)

издается с декабря 2010 г.

УДК 551, 552, 553
ISSN 2307-5252

Российская Академия Наук

0+

Труды

Кольского научного центра

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

ВЫПУСК 1

Материалы XXX Молодежной научной школы-конференции, посвящённой памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии»

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6

Научно-информационный журнал
Основан в 2010 году
Выходит 11 раз в год

Учредитель — Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Кольский научный центр Российской академии наук»
Свидетельство о регистрации СМИ
ПИ № ФС77-58457 от 25.06.2014
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций.

Главный редактор, председатель Редакционного совета
С. В. Кривовичев, чл.-корр. РАН, д. г.-м. н., проф.

Заместитель главного редактора
В. К. Жиров, чл. - корр.

Редакционный совет:
академик Г. Г. Матишов,
чл. - корр. А. И. Николаев,
д. э. н. Ф. Д. Ларичкин
д. т. н. В. А. Путилов,
д. ф. - м. н. Е. Д. Терещенко,
к. т. н. А. С. Карпов (отв. секретарь)

Редколлегия серии «Геология и геохимия»:
д. г. - м. н., профессор Н. Е. Козлов
(отв. редактор),
К. Г. - м. н. Д. Р. Зозуля,
д. г. - м. н. Т. В. Каулина,
К. Г. - м. н. В. В. Колыка,
К. Г. - м. н. А. В. Мокрушин,
К. Г. - м. н. С. В. Мудрук,
д. г. - м. н. В. А. Нивин,
К. Г. - м. н. Т. В. Рундквист (зам. отв. ред.),
к. ф. - м. н. А. Н. Шевцов

Редакторы выпуска:
К. Г.-м. н. Е. Н. Козлов,
К. Г.-м. н. Д. С. Толстобров,
Е. Н. Фомина

Научное издание
Редактор: Е. Н. Еремеева
Технический редактор: В. Ю. Жиганов
Подписано к печати 14.11.2019.
Дата выхода в свет 28.12.2019.
Формат бумаги 70×108 1/16.
Усл. печ. л. 25.64. Заказ № 39. Тираж 300 экз.
Свободная цена.

Адрес учредителя, издателя и типографии:
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Кольский научный центр РАН»
184209, г. Апатиты, Мурманская обл.,
ул. Феромана, 14
Тел.: (81555) 7-53-50; 79-5-95, факс: (81555) 76425
E-mail: ksc@ksc.ru. www.ksc.ru, naukprint.ru

184209, Мурманская область, г. Апатиты, ул. Феромана, 14,
Кольский научный центр РАН
Тел.: (81555) 79393, 79380, факс: (81555) 76425
E-mail: admin@adminksc.apatity.ru, http://www.ksc.ru

СОДЕРЖАНИЕ

Акимова Е. Ю., Азимов П. Я., Серебряков Н. С.	Редкие и необычные минералы корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия).....	Стр. 9
Анисимов Р. Л.	Хромшпинелиды ультраосновных-основных интрузий Кивач и Петусъярви (Юго-Западная Карелия).....	15
Ардисламов Ф. Р., Лукашина Н. А., Третьякова Е. А.	Геопарк «Торатау»: геологическое наследие как объект экологического туризма.....	25
Багдасарян Т. Э., Гаврюшкин Д. А., Веселовский Р. В., Усанова О. И.	Спелеотемы как источник палеомагнитной записи на примере Воронцовской пещеры, Западный Кавказ.....	32
Билая Н. А., Зарипова К. М., Гузева А. В., Зеленковский П. С.	Формы нахождения тяжелых металлов в донных отложениях Ладожского озера.....	37
Бобровникова Е. М., Шитов М. В.	Свирская лагунно-баровая система (поздний голоцен, Юго-Восточное Приладожье).....	42
Борисова Е. Б., Иванова А. А., Баданина Е. В.	Особенности акцессорной минерализации Li-F амазонитовых гранитов Тургинского массива в Восточном Забайкалье.....	52
Вашков А. А., Носова О. Ю.	Динамика последнего ледникового покрова на юго-западе Кольского полуострова.....	57
Гаврилова А. А., Кузнецов А. Б.	Оценка изотопного состава стронция в водосборном бассейне Каспийского моря.....	64
Гузева А. В., Слуковский З. И., Денисов Д. Б., Черепанов А. А., Даувальтер В. А.	Подвижные формы тяжелых металлов в донных осадках озер города Мурманска.....	70
Гусева А. С., Устинов С. А., Петров В. А.	К вопросу о радиогеоэкологическом состоянии территории Новой Москвы.....	77
Даувальтер В. А.	Долговременный мониторинг химического состава донных отложений озер севера Фенноскандии.....	83
Дмитриева А. В., Гордон Ф. А.	U-Pb-возраст гранитов Хаутаваарской структуры (Карелия).....	95
Иванова А. А., Сырицо Л. Ф.	Тургинский массив в Восточном Забайкалье как пример редкометалльных Li-F гранитов а-типа...	99
Иванова Е. С.	Минералого-петрографическая характеристика вмещающих пород флангов Новогодненского рудного поля (Полярный Урал).....	106

Каспарьян Э. В., Федотова Ю. В., Кузнецов Н. Н.	Развитие представлений о естественном напряженном состоянии массивов скальных пород.....	110
Кервинен А. В., Егорова С. В., Ковалчук Е. В., Степанова А. В.	Циркон в габбро-пегматитах Боярского массива Беломорского подвижного пояса Фенноскандии: строительство, состав и условия кристаллизации.....	128
Кириллова П. А.	Тектоническая позиция раннеорогенных интрузий Северного Приладожья и их петрохимические особенности (на примере массивов Велимияки, Кааламо, Куркиёки).....	133
Котов А. А., Секисова В. С., Мокрушина О. Д., Козлов Е. Н., Фомина Е. Н.	Флюидные включения графитсодержащих кварцполитов района Ровозеро (Кольский полуостров, Россия).....	141
Красавцева Е. А., Горячев А. А.	Обзор способов депрессии талька при флотации меди-никелевых руд.....	149
Кудинов А. А.	Детальные геолого-геофизические работы при выделении продуктивного алмазоносного слоя в префектуре Лобае (Центрально-Африканская Республика).....	154
Левин И. С.	Основные параметры системы наблюдений при проведении сейсморазведочных работ методом отраженных волн.....	162
Лезжов А. М.	Распределение накипных лишайников на горных породах в районе деревни Поньгома (Беломорская провинция, Фенноскандинавский щит).....	168
Мазько Е. О., Барабошкин Е. Ю., Коптев Е. В.	Микрофации титон-берриасских отложений района реки Тонас (Горный Крым).....	170
Машкин Д. А., Азимов П. Я.	Два этапа высокоградного метаморфизма в метагабброноритах Чупинского пояса (Верхне- Пулонгское озеро, Беломорский подвижный пояс, Северо-Восточная Фенноскандия).....	178
Машкин Д. А., Волкова Е. В.	Поведение петрогенных и редких элементов в процессе эволюции Шумиловской рудно- магматической системы (Центральное Забайкалье)	183
Переволоцкая Я. А.	Применение технологии АВО-анализа для качественного прогноза коллекторов межсолевого комплекса Припятского прогиба.....	190
Родионова А. В., Войтенко В. Н.	Особенности минерального состава Малтанского рудного поля (по результатам изучения руд домена Долинного и Малтан).....	194
Русак А. А., Конышев А. А., Алексеев И. А.	Фазы-концентраторы редкоземельных элементов из высокодифференцированных гранитов Салминского батолита.....	199
Серавина Т. В., Конкина А. А.	Особенности локализации докембрийских стратиформных месторождений свинца и цинка Сибири.....	206

Сидельникова О.Ф., Михайлова Ю.А.	Петрографическая характеристика и проблемы генезиса пойкилитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского щелочного массива.....	215
Слуковский З. И., Гузева А. В.	Поиск техногенных частиц в снеге города Мурманска (первые данные).....	222
Слуковский З. И.	Тяжелые металлы и формы их нахождения в донных отложениях сапропелепродуктивных озер Республики Карелия.....	227
Сосновская М. А., Нерович Л. И.	Петрографическая и петрохимическая характеристики пород обрамления и зоны контакта массива Ярва-варака.....	233
Стешенко Е. Н., Серов П. А., Кунаккузин Е. Л., Екимова Н. А., Елизаров Д. В.	Новые изотопно-geoхимические (ND-SR) данные для палеопротерозойского Кандалакшско-Кольвицкого габбро-анортозитового комплекса	241
Сущенко А. М., Сидельников М. В., Грошев Н. Ю.	Петрография ксенолитов хромитоносных пород горы Кумужья, Мончегорский комплекс, Россия.....	248
Тагирова А. Р., Алфимова Н. А.	Петрографическая характеристика пород зоны современного выветривания оазиса Холмы Ларсеманн (Земля Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида).....	254
Толстобров Д. С., Колька В. В., Вашков А. А.	Следы катастрофического события в донных осадках озер в районе села Кереть, Карелия.....	260
Толстоброва А. Н., Толстобров Д. С., Колька В. В.	Следы трансгрессии моря Талес в донных отложениях озер в долине реки Воронья, Кольский полуостров.....	267
Чеботарева В. А.	Поздне- и послеледниковые отложения в разрезе низкой террасы на юго-западном побережье Онежского озера.....	273
Чистякова А. В., Веселовский Р. В., Семёнова Д. В., Фетисова А. М.	Первые результаты U-Pb датирования детритных цирконов из пермо-триасовых красноцветов Русской плиты (разрезы Жуков Овраг и Недуброво).....	278
Шухвостов Р. С.	Следы криогенных процессов в позднеледниковых отложениях Юго-Восточного Приладожья.....	284
Юрченко А. В., Галанкина О. Л., Волкова Ю. Р., Мальчушкин Е. С.	Особенности состава минералов и условия метаморфизма глиноземистых гнейсов кутыканского метаморфического комплекса Ларбинского блока становой гранит- зеленокаменной области (Приамурье, Дальний Восток).....	288

6/2019 (10)

UDC 551, 552, 553
ISSN 2307-5252

Russian Academy of Sciences
**0+
TRANSACTIONS
Kola Science Centre**

Editor-in-Chief: S. V. Krivovichev,
Corr. Member of the RAS, Prof.

Deputy Editor-in-Chief:
V. K. Zhirov, Cor. Member of RAS

Editorial Council:
G. G. Matishov, Acad. of RAS,
A. I. Nikolaev, Cor. Member of RAS,
F. D. Larichkin, Dr. Sc. (Economics),
V. A. Putilov, Dr. Sc. (Engineering),
E. D. Tereshchenko, Dr. Sc.
(Physics and Mathematics),
A. S. Karpov PhD (Engineering) –
Executive Secretary

**GEOLOGY AND
GEOCHEMISTRY**
Series 1

Proceedings of the XXX Youth
Scientific School-Conference
dedicated to the memory of
Corresponding Member of the
Academy of Sciences of the USSR
Kauko O. Kratts and Academician of
RAS Felix P. Mitrofanov
“Actual Problems of Precambrian
Geology, Geophysics and
Geoecology”

Editorial Board Of Geology And Geochemistry
Series:
Kozlov N.E. Dr.Sci. (Geol.-mineral.), prof.,
Zozulya D.R. Cand.Sci. (Geol.-mineral.),
Kaulina T.V. Dr.Sci. (Geol.-mineral.),
Kolka V.V. Cand.Sci. (Geol.-mineral.),
Mokrushin A.V. Cand.Sci. (Geol.-mineral.),
Mudruk S.V. Cand.Sci. (Geol.-mineral.),
Nivin V.A. Dr.Sci. (Geol.-mineral.),
Rundkvist T.V. Cand.Sci. (Geol.-mineral.),
Shevtsov A.N. Cand.Sci. (Geol.-mineral.)

Editors:
E. N. Kozlov, Phd (Geology & Mineralogy),
D. S. Tolstobrov, Phd (Geology & Mineralogy),
E. N. Fomina

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6

14, Fersman str., Apatity, Murmansk Region, 184209, Russia
Tel. (81555) 79380. Fax: (81555) 76425
E-mail: admin@admksc.apatity.ru, <http://www.ksc.ru>

© Geological Institute of the Federal Research Centre
“Kola Science Centre of RAS”, 2019
© Federal Research Centre “Kola Science Centre of RAS”, 2019

CONTENTS

		Page
Akimova E. Yu., Azimov P. Ya., Serebryakov N. S.	Rare and unusual minerals from corundum-bearing rocks of the Khiboostrov (North Karelia).....	9
Anisimov R. L.	Chromian spinels from ultramafic-mafic intrusions Kivach and Petusjarvi (South-West Karelia).....	15
Ardislamov F. R., Lukashina N. A., Tretyakova E. A.	Geopark Toratau: geological heritage as an object of ecotourism.....	25
Bagdasaryan T. E., Gavruskin D. A., Veselovskiy R. V., Usanova O. I.	Speleothems as a source of paleomagnetic records by the example of Vorontsovskaya cave, Western Caucasus	32
Bilaya N. A., Zaripova K. M., Guzeva A. V., Zelenkovsky P. S.	Heavy metal finding forms in bottom sediments of Lake Ladoga	37
Bobrovnikova E. M., Sheetov M. V.	Svir lagoon-bar system (Late Holocene, South-Eastern Ladoga area).....	42
Borisova E. B., Ivanova A. A., Badanina E. V.	Comparison of the typochemism of accessory minerals from Li-F amazonite granites of the Turginsky massif and rare-metal granites of Eastern Transbaikalia	52
Vashkov A. A., Nosova O. Yu.	Dynamics of the last ice cover on the south-west of the Kola Peninsula	57
Gavrilova A. A., Kuznetsov A. B.	Model evaluation of the isotopic composition of strontium in the drainage basin of the Caspian region	64
Guzeva A. V., Slukovskii Z. I., Denisov D. B., Cherepanov A. A., Dauvalter V. A.	Bioavailable forms of trace metals in lacustrine bottom sediments of lakes of Murmansk	70
Guseva A. S., Ustinov S. A., Petrov V. A.	On the issue of radiogeological condition of New Moscow	77
Dauvalter V. A.	Long-term monitoring of chemical composition of lake sediments of the Northern Fennoscandia	83
Dmitrieva A. V., Gordon F. A.	U-Pb isotope age of Hautavaara structure granites (Karelia).....	95

Ivanova A. A., Syritso L. F.	The Turga massif in Eastern Transbaikalia as an example of a-type rare metal Li–F granites.....	99
Ivanova E. S.	Mineralogical and petrographic characteristics of the host rocks of the flanks of the Novogodnensky ore field (the Polar Urals).....	106
Kasparyan E. V., Fedotova Yu. V., Kuznetcov N. N.	Development of conceptions about the natural stress state of hard rock massifs	110
Kervinen A. V., Egorova S. V., Kovalchuk E. V., Stepanova A. V.	Zircon in gabbro-pegmatites of Boyarsky massif in the Belomorian mobile belt of the Fennoscandian Shield: structure, composition and crystallization conditions	128
Kirillova P. A.	Tectonic position of early orogenic intrusions of the Northern Ladoga area and their petrochemical features (by the example of Velimäki, Kaalamo, Kurkijoki massifs).....	133
Kotov A. A., Sekisova V. S., Mokrushina O. D., Kozlov E. N., Fomina E. N.	Fluid inclusions in graphite-bearing quartzolites of the Rovozero area (Kola Peninsula, Russia).....	141
Krasavtseva E. A., Goryachev A. A.	Review of methods of talc depression at the flotation of copper-nickel ores	149
Kudinov A. A.	Detailed geological and geophysical works in the allocation of a productive diamond-bearing layer in the Lobaye Refecture (Central African Republic).....	154
Levin I. S.	The main parameters of the observation system during seismic decreasing work by the method of reflected waves	162
Lezzhov A. M.	Distribution of scale lichens on rocks in the area of the Village of Pongoma (Belomorian province, Fennoscandinavian Shield).....	168
Mazko E. O., Baraboshkin E. Y., Koptev E. V.	Microfacies from titonian-berriassian boundary interval in Tonas River region (Mountain Crimea).....	170
Mashkin D. A., Azimov P. Ya.	Two high-grade metamorphic events in metagabbronorites of the Chupa belt (Verhne-Pulongske Lake, the Belomorian Mobile Belt, North-East Fennoscandia).....	178
Mashkin D. A., Volkova E. V.	Behavior of petrogenic and rare elements in the process of evolution of Shumilovkaya ore-magmatic system (Central Transbaikalia).....	183
Perevolotskaya Ya. A.	The application of technology of AVO-analysis for qualitatively forecasting of reservoirs of an intersalt complex of Pripyat trough	190

Rodionova A. V., Vojtenko V. N.	Features of the mineral composition of the Maltan ore field (by results of studying of the domain Dolinnyy and Maltan).....	194
Rusak A. A., Konyshев A. A., Alekseev I. A.	Phases-concentrators of rare earth elements from highly differentiated granites of the Salmi batholith..	199
Seravina T. V., Konkina A. A.	Features of localization of precembrian stratiform deposits of lead and zink of Siberia	206
Sidelnikova O. F., Mikhailova J. A.	Petrography and problem of genesis of poikilitic nepheline syenite of the Lovozero alkaline massif....	215
Slukovskii Z. I., Guzeva A. V.	Technogenic particles in the snow of Murmansk City: the first data	222
Slukovskii Z. I.	Heavy metals and their fractions in sapropels of lakes of the Republic of Karelia	227
Sosnovskaya M. A., Nerovich L. I.	Petrographic and petrochemical characteristics of the frames of the frame and the contact zone of the Yarva-Varaka massif	233
Steshenko E. N., Serov P. A., Kunakkuzin E. L., Ekimova N. A., Elizarov D. V.	New (ND-SR) isotope data for the paleoproterozoic Kandalaksha-Kolvitsa gabbro-anortozite complex...	241
Sushchenko A. M., Sidel'nikov M. V., Groshev N. Yu.	Petrography of xenoliths of chromite-bearing rocks from Mount Kumuzh'ya, Monchegorsk complex, Russia.....	248
Tagirova A. R., Alfimova N. A.	Petrographic characteristics of rocks of the modern weathering zone of the Larsemann Hill Oasis (Elizabeth Princess Land, Eastern Antarctica).....	254
Tolstobrov D. S., Kolka V. V., Vashkov A. A.	Records of the catastrophic event in bottom sediments of lakes near Keret Village, Karelia.....	260
Tolstobrova A. N., Tolstobrov D. S., Kolka V. V.	Records of the Tapes Sea transgression in bottom sediments of lakes in the Voronia Valley, Kola Peninsula	267
Chebotareva V. A.	Late and post glacial sediments in the section of a low terraceon, the southwest coast of Lake Onega..	273
Chistyakova A. V., Veselovskiy R. V., Semenova D. V., Fetisova A. M.	First data on U-Pb dating of detrital zircons from the Permian-Triassic redbeds of the Russian Basin (the Zhukov Ravine and Nedubrovo outcrops).....	278
Shukhvostov R. S.	Traces of cryogenic processes in Late-Pleistocene deposits of South-Eastern Ladoga area	284
Yurchenko A. V., Galankina O. L., Volkova Yu. R., Malchushkin E. S.	Features of the composition of Minerals and metamorphism conditions of aluminous gneisses of the Kutykan metamorphic complex of the Larbinsky block of the Stanovoy terrain (Amur Region, Far East).....	288

Е. Ю. Акимова¹, П. Я. Азимов¹, Н. С. Серебряков²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

РЕДКИЕ И НЕОБЫЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ХИТООСТРОВА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Аннотация

Охарактеризован минеральный состав корундсодержащих пород проявления Хитоостров. Роговые обманки относятся к чермакитам-ферричермакитам и барруазитам-феррибарруазитам. Натрежедрит характеризуется необычно высоким расчетным содержанием Fe^{3+} , как и ставролит. Среди биотитов-флогопитов встречен редкий Na-биотит. Присутствие в корундсодержащих породах редких барруазитовых роговых обманок, вонезитов, ставролитов с повышенными содержаниями Fe^{3+} может указывать на необычность среды минералообразования: повышенные давления, субщелочной характер обстановки, высокую активность Na во флюиде.

Ключевые слова:

корундсодержащие породы, породообразующие минералы, метаморфизм, метасоматоз.

E. Yu. Akimova¹, P. Ya. Azimov¹, N. S. Serebryakov²

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

² Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

RARE AND UNUSUAL MINERALS FROM CORUNDUM-BEARING ROCKS OF THE KHIOTOOSTROV (NORTH KARELIA)

Abstract

The mineral composition of corundum-containing rocks of the Khitoostrov deposit is characterized. Hornblendes refer to tschermacherite-ferritschermakite and barroisite-ferribarroisite. Sodicgedrite, as well as staurolite, is characterized by an unusually high calculated content of Fe^{3+} . Among the biotites, phlogopites, a rare Na-biotite, vonesite, was encountered. The presence of rare barroisite hornblendes, vonesites, staurolites with elevated Fe^{3+} contents in the corundum-bearing rocks may indicate the unusual nature of the mineral formation environment: elevated pressures, subalkaline nature of the environment, high Na activity in the fluid.

Keywords:

corundum-bearing rocks, rock-forming minerals, metamorphism, metasomatism.

Введение

Хитоостров — одно из проявлений апогнейсовых корундсодержащих метасоматитов, сформировавшихся на регressive стадии свекофеннского метаморфизма пород Беломорского подвижного пояса Восточной Фенноскандии (Серебряков, 2004). Ранее в породах с корундом был описан натрежедрит (Серебряков и др., 2000). Необычные химический состав и парагенезисы этих пород позволяют предполагать наличие и других редких или необычных минералов: барруазитовые роговые обманки, натровые биотиты, обогащенные Fe^{3+} ставролиты.

Методика исследований

Составы минералов определялись на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром AzTec Energy 350 и комплектом стандартных образцов в РЦ СПбГУ «Геомодель» (аналитики В. В. Шиловских и Н. С. Власенко) и на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) и комплектом стандартных образцов в ИГГД РАН (аналитик О. Л. Галанкина). Расчет кристаллохимических формул амфиболов выполнялся в программах Amphibole Classification Excel Spreadsheet (Lokock, 2014) и WinAmphcal (Yavuz, 2007), остальных минералов — в программе Minal v.3 Д. В. Доливо-Добровольского.

Минералогия пород Хитоострова

Роговые обманки в метасоматитах Хитоострова известны в амфибол-биотит-гранат-плагиоклазовых породах с псевдоморфозами ставролита по кианиту, не содержащих корунда вовсе или содержащих его в составе ставролит-плагиоклазовых симплектитов (промежуточные метасоматические зоны, Серебряков, 2004), амфиболсодержащих плагиоклазитах с биотитом, гранатом и ставролитом и в амфиболсодержащих породах с корундом (тыловые метасоматические зоны, Серебряков, 2004). По составу роговые обманки метасоматитов относятся к чермакитам с низким и очень низким содержанием Si (5,6–6,5 ф. к.), высокой глинозёмистостью ($^{IV}Al = 1,5–2,4$ ф. к., $^{VI}Al = 0,5–2,0$ ф. к.) и магнезиальностью ($x_{Mg} \geq 0,75$) (рис. 1). Позиция А в структуре роговых обманок заполнена частично ($Na + K$ в позиции А $\leq 0,5$). Содержание Na в позиции В меняется от 0,4 до 1 ф. к. (роговые обманки с $^BNa \geq 0,5$ ф. к. можно отнести к барруазитам) (Leake et al., 1997, 2004, Hawthorne et al., 2012). Роговые обманки низкокалиевые ($x_{Na} = 0,75–1$), содержание титана в них 0,05–0,18 ф. к. Расчетное содержание Fe^{3+} варьирует от 0,35 до 1,65 ф. к. (большую часть роговых обманок с $Fe^{3+} \geq 1,1$ ф. к. можно отнести к ферричермакитам и феррибарруазитам). Составы роговых обманок сильно меняются от пород с псевдоморфозами ставролита по кианиту к корундсодержащим породам: возрастает глинозёмистость и содержание Na, расчётная доля Fe^{3+} . При этом падает содержание BCa , поэтому Na входит в позицию В (переход от чермакитов к барруазитам), в то время как позиция А остаётся частично незаполненной.

Натрожедрит известен в парагенезисе с плагиоклазом, гранатом, биотитом, корундом, ставролитом, с роговой обманкой или без неё (Серебряков и др., 2000). Минерал характеризуется низким содержанием Si (5,5–6,0 ф. к.) и весьма высоким содержанием натрия ($Na 0,67–0,98$ ф. к.) (рис. 2), относительно постоянной магнезиальностью $x_{Mg} = 0,7–0,8$, высокой глинозёмистостью ($^{IV}Al = 2,0–2,5$ ф. к., $^{VI}Al = 1,2–1,8$ ф. к.), низким содержанием Ti (0,02–0,07 ф. к.). Содержание расчетного Fe^{3+} не превышает 0,24 ф. к. В жедрите часто отмечаются ламели ильменита. Состав натрожедрита в сумме с этими ламелями оказывается несколько иным и отличается высокой титанистостью (0,17–0,31 ф. к.), а также более высоким расчетным содержанием Fe^{3+} (0,26–0,66 ф. к.). Можно предположить, что эти ламели возникли в результате распада богатого титаном ортоамфибала.

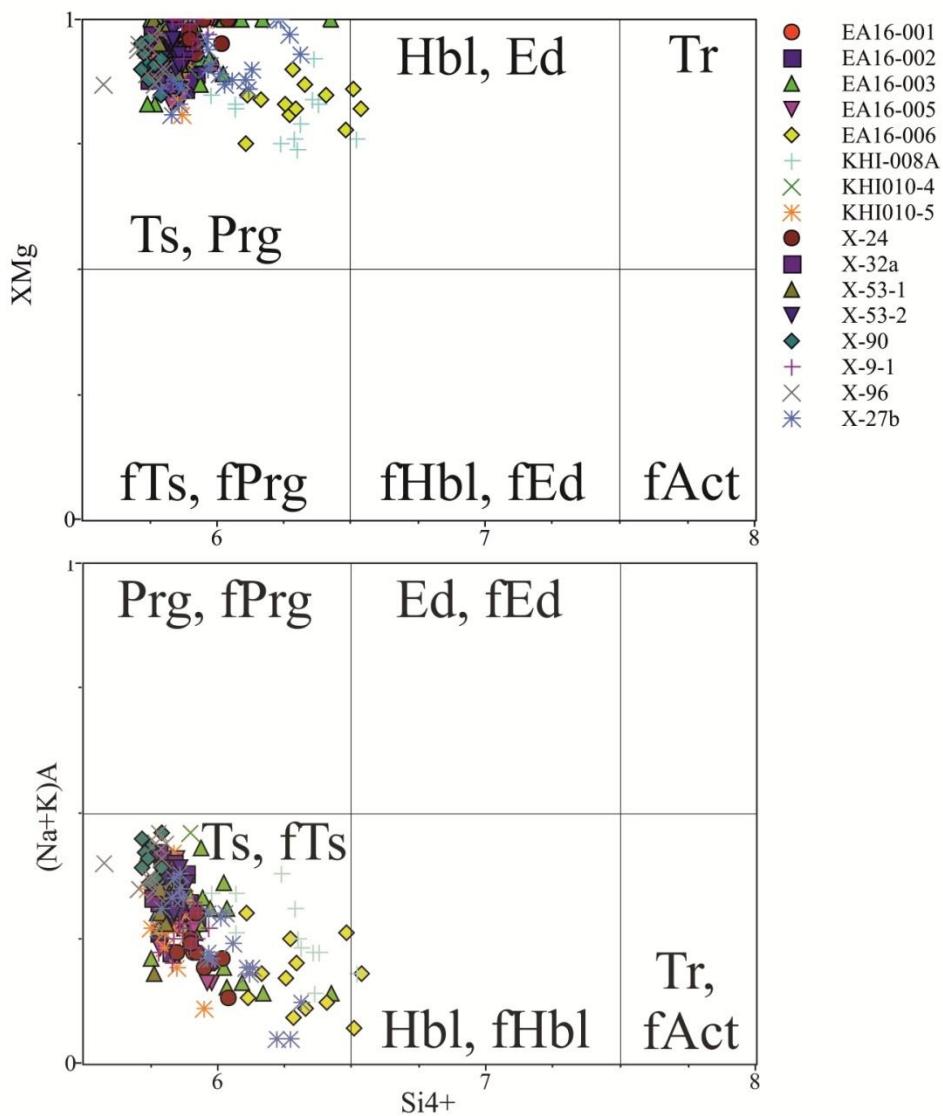


Рис. 1. Составы роговых обманок из корундсодержащих пород Хитоострова на классификационных диаграммах (по Leake et al., 1997).

EA16-001, EA16-002, KHI010-4, KHI010-5, X-53-1, X-53-2, X-90, X-9-1 — амфиболсодержащие породы с корундом;
 EA16-003 — амфиболсодержащий плагиоклазит с Bt, Grt и St; EA16-006;
 EA-24, X-9/2, X-27b — породы с псевдоморфозами St по Ky; EA16-005, X-32a,
 X-96 — биотит-гранат-амфибол-плагиоклазовая порода со St

Fig. 1. Compositions of hornblendes from corundum-bearing Khitoostrov rocks on classification diagrams (after Leake et al., 1997). EA16-001, EA16-002, KHI010-4, KHI010-5, X-53-1, X-53-2, X-90, X-9-1 — corundum-bearing rocks with amphiboles; EA16-003 — amphibole-bearing plagioclase with Bt, Grt and St; EA16-006, X-24, X-9/2, X-27b — rocks with partial St pseudomorphs after Ky; EA16-005, X-32a, X-96 — biotite-garnet-amphibole-plagioclase rock with St

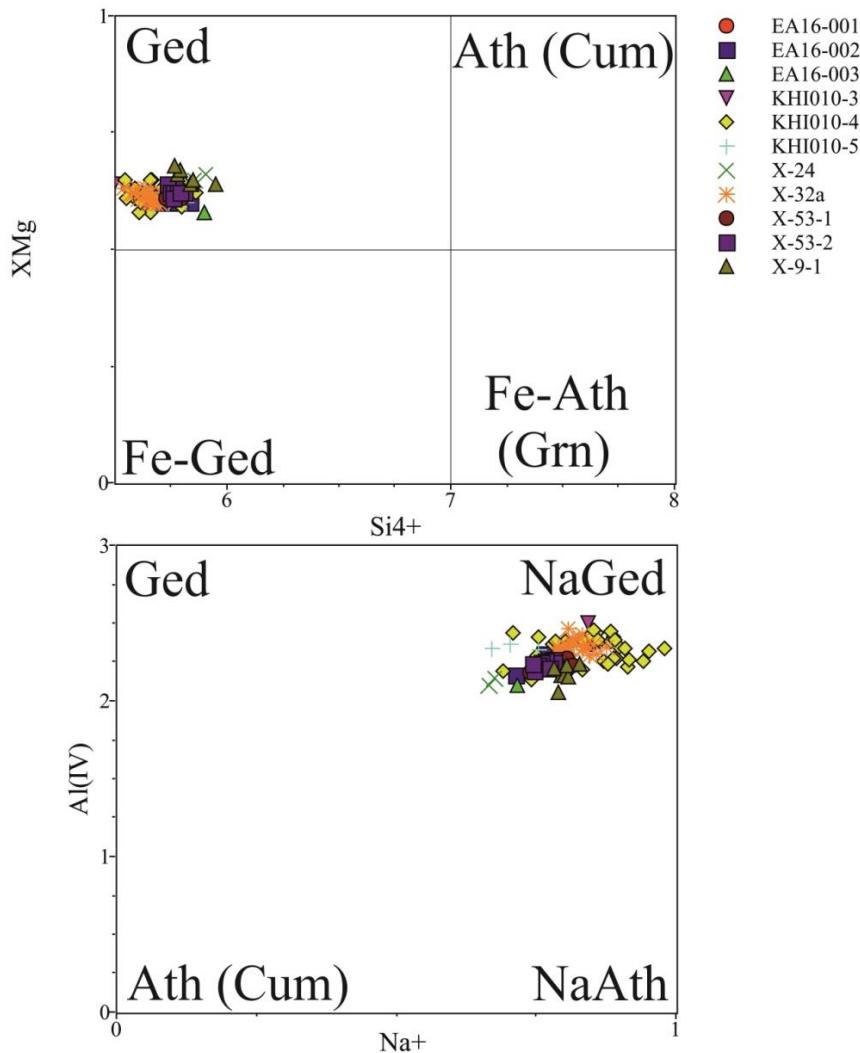


Рис. 2. Составы натроНедритов из корундсодержащих пород Хитоострова на классификационной диаграмме Si vs xMg , (по Leake at al., 1997).
Обозначения те же, что на рис. 1

Fig. 2. Compositions of sodic gedrites from corundum-bearing Khitoostrov rocks on classification diagrams (after Leake at al., 1997). Legend is the same as in Fig. 1

Натробиотит присутствует в виде вростков либо послойного чередования в некоторых листочках биотита в амфиболсодержащих породах с корундом. Неоднородность биотитов хорошо видна в шлифах и на BSE-изображении (рис. 3). Натробиотит отличается повышенным содержанием Na (0,44–0,72 ф. к. на фоне содержаний Na в обычном биотите-флогопите до 0,27) и, соответственно, пониженным K (0,18–0,42 ф. к.), а также повышенной долей вакансий в позиции A , при этом другие параметры укладываются в диапазон таковых для обычных биотитов корундсодержащих пород: $^{IV}\text{Al} = 1,1\text{--}1,5$ ф. к., $^{VI}\text{Al} = 0,2\text{--}0,8$ ф. к., $\text{xMg} = 0,54\text{--}0,95$.

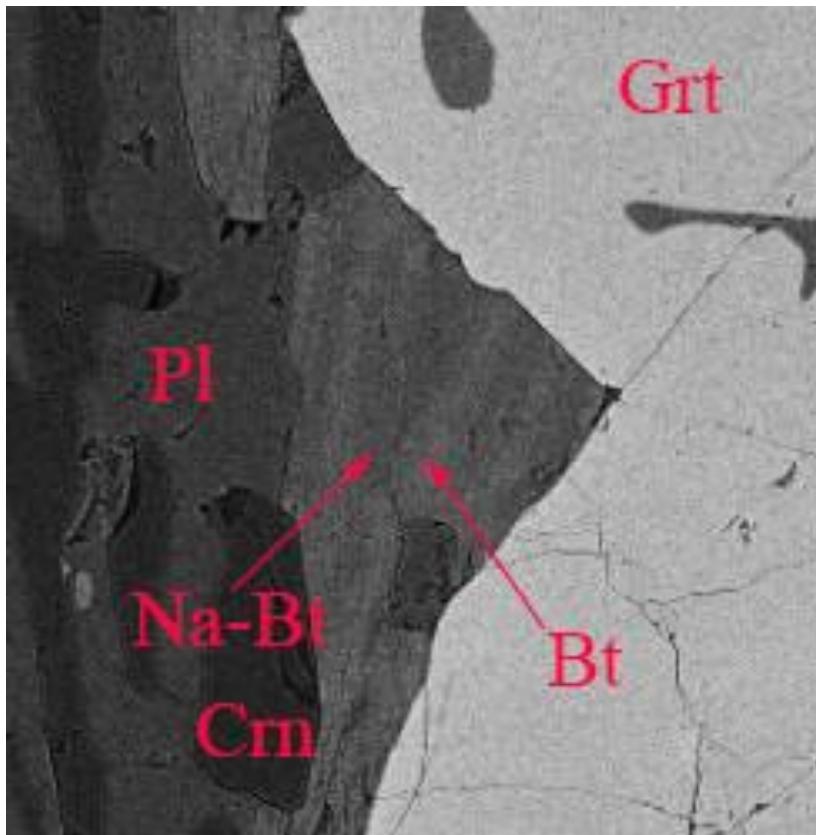


Рис. 3. Неоднородное зерно биотита в BSE (поле зрения 400 μm)
 Fig. 3. Heterogeneous biotite grain in the BSE (field of view 400 μm)

Ставролит известен в тех же минеральных ассоциациях, что и амфиболы, что уже само по себе весьма необычно, но встречается и в безамфиболовых корундсодержащих породах в ассоциации с плагиоклазом, гранатом, биотитом, кианитом. Минерал характеризуется широкими вариациями магнезиальности ($x_{\text{Mg}} = 10\text{--}56\text{ }%$). Как правило, он гораздо более магнезиальный, чем обычные ставролиты метапелитов (Федькин, 1975). Иногда присутствует примесь Zn (до 0,1 ф. е.), Ti от 0,02 до 0,14 ф. к., Al меняется от 8,60 до 9,22 ф. к. Расчетное количество Fe^{3+} составляет до 0,75 ф. к. Такое содержание Fe^{3+} необычно высоко для ставролитов.

Заключение

Вариации составов роговых обманок согласуются с моделью метасоматического процесса, предложенной Н. С. Серебряковым (Серебряков, 2004), подразумевающей десиликацию кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи с одновременным привносом Na, Ca и накоплением глиноэма. Изменение состава пород в процессе метасоматоза влечет за собой возникновение в них необычных и редких минералов. Так, натрореждрит встречается в некоторых гидротермальных жилах и гранулитах — в составе симплектитов (Damman, 1988; Kanazawa et al., 2009; Tsunogae et al., 2007). Натробиотит (вонезит) известен

в некоторых вулканитах (Spear et al., 1981, <http://www.handbookofmineralogy.org>); он появлялся также в экспериментах по моделированию взаимодействия амфиболов и сосуществующих флогопитов с флюидом $H_2O-NaCl$ при 900 °C и 500 МПа (Ходоревская, Аранович, 2016). Барруазиты в целом характерны для высокобарных метаморфических комплексов (голубых сланцев и эклогитов), но, как показывают результаты экспериментов, амфиболы, содержащие Na в позиции B, образуются и в условиях повышенного содержания Na в минералообразующей среде. Присутствие в корундсодержащих породах барруазитовых роговых обманок и натробиотитов, повышенные содержания Fe^{3+} в ставролитах и роговых обманках, вероятно, указывают на субщелочной характер обстановки и на высокую активность Na во флюиде. Вхождению Na в позицию B амфиболов благоприятствует также повышенное давление при формировании метасоматитов Хитоострова (условия кианитовой фациальной серии).

Авторы благодарны А. Б. Кольцову (СПбГУ) за ценные замечания, Д. В. Доливо-Добровольскому (ИГГД РАН) за помощь в работе с классификационными программами для амфиболов. Работа выполнена в рамках исследовательской темы ИГГД РАН 0153-2019-0004 и поддержана грантом РФФИ № 17-05-00265.

Литература

Serebryakov N. C., Aристов В. В., Волкова Е. В. Натровый жедрит в Хитостровском проявлении корунда Северной Карелии // Геология и геоэкология Фенноскандии, северо-запада и центра России: мат-лы XI молодежной конф., посвящен. памяти К. О. Кратца. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2000. С. 138–139.

Serebryakov N. C. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента): дис. канд. геол.-минерал. наук. М., 2004. 170 с.

Федыкин В. В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.

Ходоревская Л. И., Аранович Л. Я. Экспериментальное исследование взаимодействия амфибола с флюидом $H_2O-NaCl$ при 900 °C, 500 МПа: к процессам плавления и массопереноса в гранулитовой фации // Петрология. 2016. Т. 24, № 3. С. 235–254.

Damman A. Hydrothermal subsilicic sodium gedrite from the Gåsborn area, West Bergslagen, Central Sweden // Mineral. Mag. 1988. Vol. 52. P. 193–200.

Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup // Am. Mineral. 2012. Vol. 97, No. 11–12. P. 2031–2048.

Kanazawa T., Tsunogae T., Sato K., Santosh M. The stability and origin of sodic gedrite in ultrahigh-temperature Mg-Al granulites: a case study from the Gondwana suture in southern India // Contrib. to Mineral. Petrol. 2009. Vol. 157, No. 1. P. 9–110.

Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S. et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Can. Mineral. 1997. Vol. 35, No. 1. P. 219–246.

Leake B. E., Woolley A. R., Birch W. D. et al. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // Am. Mineral. 2004. Vol. 89. P. 883–887.

Locock A. J. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // Computers & Geosciences. 2014. Vol. 62. P. 1–11.

Spear F. S., Hazen R. M., Rumble D. Wonesite: a new rock-forming silicate from the Post Pond volcanics, Vermont // Am. Mineral. 1981. Vol. 66. P. 100–105.

Tsunogae T., Santosh M., Shimpo M. Sodicgedrite in ultrahigh-temperature Mg-Al-rich rocks from the Palghat-Cauvery Shear Zone system, Southern India // J. Mineral. Petrol. Sci. 2007. Vol. 102. P. 39–43.

Yavuz F. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. Vol. 8, No. 1. P. 1–12.

Сведения об авторах

Акимова Екатерина Юрьевна

младший научный сотрудник, ИГГД РАН, 79052513147@yandex.ru

Азимов Павел Яковлевич

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ИГГД РАН, pavel.azimov@mail.ru

Серебряков Николай Станиславович

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ИГЕМ РАН, nikserbr@yandex.ru

Akimova Ekaterina Yurievna

Junior Researcher, IPGG RAS, 79052513147@yandex.ru

Azimov Pavel Yakovlevich

PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher, IPGG RAS, pavel.azimov@mail.ru

Serebryakov Nikolay Stanislavovich

PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher, IGEM RAS, nikserbr@yandex.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.002

УДК 552.321 + 549.5(470.22)

Р. Л. Анисимов

Институт геологии и геохронологии докебрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

ХРОМШПИНЕЛИДЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИЙ КИВАЧ И ПЕТУСЬЯРВИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ)

Аннотация

Приводятся результаты микрозондового изучения акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых массивов Кивач и Петусъярви. Данные массивы расположены к северо-востоку от Хаутоваарской зеленокаменной структуры, в пределах Карельского кратона Балтийского щита, и являются слабодифференцированными дайкообразными телами. Хромшпинелиды в целом представлены твердыми растворами хромита, магнетита и герцинита, вероятный тренд эволюции составов — уменьшение содержания Cr и Al и возрастание содержания Fe. Также приводится сопоставление хромшпинелидов Кивача и Петусъярви с составами хромшпинелидов некоторых других высоко-Mg пород Карелии.

Ключевые слова:

Кивач, Петусъярви, ультрамафит-мафитовые интрузии, хромшпинелиды.

R. L. Anisimov

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

CHROMIAN SPINELS FROM ULTRAMAFIC-MAFIC INTRUSIONS KIVACH AND PETUSJARVI (SOUTH-WEST KARELIA)

Abstract

The article presents the results of microprobe researches of accessory chromian spinels from ultramafic-mafic rocks of intrusions Kivach and Petusjarvi. These intrusions are located north-east of Hautavaara greenstone belt within Karelian province of the Fennoscandian Shield. There are slightly differentiated dike-shaped bodies. Cromian spinels are generally represented by solid solution of chromite, magnetite and hercynite. The possible trend of their chemical composition evolution is decrease of Cr and Al contents and increase of Fe contents. Also, this article presents the comparison of the chemical compositions of cromian spinels hosted by rocks of Kivach and Petusjarvi with the ones of some others high-Mg rocks of the Karelia region.

Keywords:

Kivach, Petusjarvi, ultramafic-mafic intrusions, chromian spinels.

Введение

Ультрамафит-мафитовый кивачский интрузивный комплекс расположен в пределах Балтийского щита, к северо-востоку от Хаутоваарской зеленокаменной структуры. Массивы изучались с 1930-х гг. на предмет Cu-Ni, а впоследствии и на платинометальное оруденение, но были признаны бесперспективными. Однако необычный химический состав пород этих интрузий, одновременно высоко-Si и высоко-Mg, делает их интересными для исследования. Изучение акцессорных хромшпинелидов может быть полезным для сопоставления пород комплекса с другими высоко-Mg сериями.

Объекты исследования

Кивачский комплекс представлен дайкообразными интрузиями, которые образуют субмеридианальный пояс, протяженностью около 30 км и шириной 1–3 км. Он состоит из кулисообразно размещенных относительно самостоятельных тел, приуроченных к глубинному разлому. Массивы крутопадающие, длина отдельных интрузий от сотен метров до 12 км. Они могут быть разбиты на отдельные блоки разрывами северо-восточного и северо-западного простирания со смещением относительно друг друга (Попов и др., 1976; Металлогения..., 1999; Шолохнев и др., 2007).

Наиболее крупные из интрузивных тел — Кивачский массив и массив Петусъярви — являются основными объектами изучения.

Массив Кивач расположен на севере дайкового пояса. Интрузив в пределах его изученной части имеет протяженность около 3,5 км, его максимальная мощность 500–600 м. Форма тела дайкообразная, она осложнена отторженцами и ксенолитами вмещающих пород, а также апофизами. Ксенолиты имеют линзовидную форму, согласную с простиранием массива. Направление падения поверхностей контактов массива различное: восточного — на восток, а западного — на запад. Среди вмещающих пород массива преобладают гранитоиды тоналит-троньдьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации (Морозов и др., 1973; Шолохнев и др., 2007).

Массив Петусъярви расположен в южной части пояса. Интрузив полностью перекрыт четвертичными отложениями и изучен по двум профилям скважин в центральной части массива и двум скважинам в его южной части.

Петусъярви, как и массив Кивач, представляет собой кругопадающую дайку. Длина интрузии составляет более 10 км, мощность в пределах изученной области изменяется от 170–180 м на севере, до 95–100 м на юге. Падение интрузива моноклинальное, на восток. Массив осложнен рядом апофиз. Ультрамафитовая зона массива Петусъярви метаморфизована и представлена тремолит-тальковыми сланцами. В остальном породы массива преобразованы слабо, только вдоль дизъюнктивных зон. Вмещающие породы основной части массива представлены амфиболитами, амфибол-биотитовыми сланцами и биотито-кварцевыми плагиосланцами Улялегской зеленокаменной структуры. Северная оконечность массива пересекает контакт вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов ТТГ-ассоциации и залегает в пределах последних (Кравцова и др., 1971; Морозов и др., 1973; Попов и др., 1976; Шолохнев и др., 2007).

Массивы Кивач и Петусъярви дифференцированы. Наблюдается смена пород от ультрамафитов у западного контакта к мафитам на восточном (Морозов и др., 1973; Попов и др., 1976). Авторами отчетов и статей 1970-х гг. интрузии кивачского комплекса были отнесены к массивам перидотит-габброноритового комплекса, в их составе были выделены перидотиты, пироксениты и габбронориты (Кравцова и др., 1971; Морозов и др., 1973; Попов и др., 1976). Однако ряд наименований пород, приведенных в данных работах, например «перидотиты» и «пироксениты», не соответствуют современной классификации и нуждаются в пересмотре (Классификация..., 1997). Согласно более поздним фондовым материалам, массивы преимущественно сложены различными по составу габброноритами, в меньшей степени — пироксенитами (Шолохнев и др., 2007). Макроскопически породы черные или коричневато-темно-серые, крупно-среднезернистые, массивные. Структуру можно описать как гипидиоморфную с элементами пойкилитовой.

Породообразующие минералы представлены оливином, ромбическим пироксеном, моноклинным пироксеном, плагиоклазом. Оливин (*Fa* 12–16) представлен самостоятельными крупными зернами, а также пойкилитовыми вкрапленниками в кристаллах ортопироксена.

Ортопироксен (бронзит) образует призматические зерна, резко идиоморфен по отношению к плагиоклазу. Нередко имеет зональное строение с более железистой краевой частью (от *Fs* 8–10 в центре зерен до *Fs* 20–23 в краевых зонах). Клинопироксен (авгит) может быть идиоморфным и ксеноморфным. Иногда он обрастает кристаллы ортопироксена и корродирует их. Клинопироксен часто также зонален. Плагиоклаз (андезин-лабрадор *An* 48–55) образует удлиненно-призматические индивиды или крупные таблитчатые кристаллы до 1–1,5 см, которые пойкилитово включают в себя зерна мафических минералов. Второстепенные и акцессорные минералы — кварц, биотит, хромит, магнетит, сульфиды. Вторичные минералы — тальк, амфибол (Металлогения..., 1999; Шолохнев и др., 2007).

Химический состав пород кивачского комплекса характеризуется повышенным содержанием SiO_2 (52,7 %) и одновременно высоким содержанием MgO (20,4 %). Средний состав пород кивачского комплекса схож с составами коматитовых базальтов (Металлогения..., 1999).

Материал и методика исследований

Каменный материал для написания данной статьи был предоставлен В. А. Богачевым (специализированная фирма «Минерал» (СФ «Минерал»)). Из него впоследствии было изготовлено четыре прозрачно-полированных препарата. Работа написана на основе электронно-микроскопических исследований, произведенных в лаборатории Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) (аналитик А. В. Антонов) и в лаборатории Института геологии и геохронологии докембия РАН (ИГГД РАН) (аналитик О. Л. Галанкина).

Результаты

Хромшпинелид — характерный акцессорий пород комплекса. Отмечается в виде изометрических, гипидиоморфных или ксеноморфных зерен, представляющих собой включения в ортопироксене и оливине, обнаружено также единичное зерно — вкрапленник в клинопироксене. Идиоморфные и гипидиоморфные зерна, как правило, имеют слаженные грани. Зерна встречаются как поодиночке, так и в небольших скоплениях.

По данным микрозондовых исследований, хромшпинелиды преимущественно представляют собой твердые растворы хромита (FeCr_2O_4), магнетита (FeFe_2O_4) и герцинита (FeAl_2O_4) (рис. 1). Существенно хромистые шпинелиды преобладают (Cr: 1,4–0,8 ф. е., Fe^{3+} : 0,1–0,6 ф. е.), однако также отмечаются зерна с примерно равным содержанием хромитовой и магнетитовой молекулы, а также с небольшим преобладанием магнетитового минала над хромитовым (Cr: 0,6 ф. е., Fe^{3+} : 1,1 ф. е.). Алюминий присутствует практически во всех проанализированных шпинелидах, его содержание варьирует от 0,2 до 0,5 ф. е. и в среднем составляет 0,3 ф. е. В хромшпинелидах постоянно присутствует Ti (0,01–0,6 ф. е.), часто отмечается Mg (0–0,5 ф. е.), Mn (0–0,03 ф. е.). Также может присутствовать примесь Zn (0–0,02 ф. е.) и V (0–0,01 ф. е.).

В шпинелидах с уменьшением содержания Cr_2O_3 наблюдается возрастание содержания FeO , TiO_2 , уменьшение Al_2O_3 , MgO и, возможно, неотчетливо ZnO (рис. 2–5).

Магнезиальность (#mg) хромшпинелидов кивачского комплекса, как правило, невелика, обычно 3–8 %, но в двух анализах повышена (около 15 %). Отмечаются также два зерна существенно хромистых шпинелидов с очень высокой #mg (34–48 %). Эти зерна можно считать твердыми растворами хромита, магнезиохромита (MgCr_2O_4), магнетита и герцинита (рис. 6).

В кристаллах, пойкилитово включенных в оливин или расположенных в непосредственной близости от него, отмечается наиболее высокое содержание Fe среди проанализированных шпинелидов, низкие содержания Cr и Al, а также пониженные значения Ti. На диаграмме Cr_2O_3 – MgO видно, что при равных содержаниях хрома в зернах шпинелидов, ассоциирующих с оливином, отмечаются несколько большие содержания MgO по сравнению с зернами-вкрапленниками в ортопироксене (рис. 5).

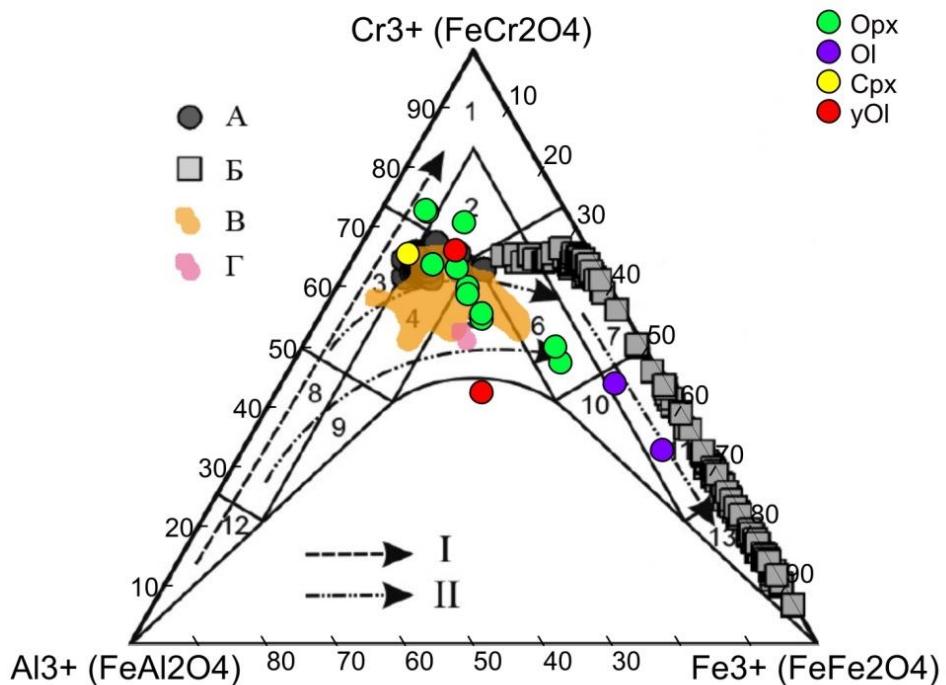


Рис. 1. Составы шпинелидов кивачского комплекса на классификационной диаграмме Н. В. Павлова. Построение диаграммы осуществлялось в ПО TriQuick (автор Д. В. Доливо-Добровольский, ИГГД РАН, <http://dimadd.ru/ru/>). Условные обозначения:

Оpx — хромшпинелид, включение в ортопироксене; OI — в оливине (неполные псевдоморфозы талька и магнетита по оливину);
 yOI — в ортопироксене, но поблизости расположена псевдоморфоза по оливину; Cpx — в клинопироксене. Цифрами обозначены поля:
 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит,
 5 — ферриалюмохромит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит,
 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субалюмохроммагнетит,
 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит, 13 — магнетит; I — первичный тренд дифференциации составов хромшпинелидов из ультрабазитов в верхней мантии, II — вторичные тренды метаморфических преобразований в коровых условиях;
 А — составы первично-магматических ядер хромшпинелидов из коматиитов Свдозерской структуры (Светов и др., 2014); Б — составы вторичных шпинелидов коматиитов Свдозерской структуры (Светов и др., 2014);
 В — составы хромшпинелидов ультраосновной зоны Шалозерско-Бураковского тела Бураковского массива (Чистяков, Шарков, 2008); Г — составы хромшпинелидов пироксенитовой зоны Шалозерско-Бураковского тела Бураковского массива (Чистяков, Шарков, 2008)

Fig. 1. Chemical compositions of chromian spinels from rocks of Kivachsky complex on the classification diagram of N. V. Pavlov. The diagram is plotted in the TriQuick

software (the author is D. V. Dolivo-Dobrovolsky, IPGG RAS, <http://dimadd.ru/ru/>).

The legend: Opx — inclusion of chromian spinel in orthopyroxene;
 OI — in olivine (partial pseudomorphs of talc and magnetite over olivine),
 yOI — in orthopyroxene (the pseudomorph of talc and magnetite over olivine located nearby); Cpx — in clinopyroxene. Numbers mark the areas of:
 1 — chromite, 2 — subferrichromite, 3 — alumochromite, 4 — subferrialumochromite,
 5 — ferrialumochromite, 6 — subalumoferrichromite, 7 — ferrichromite,
 8 — chrompicotite, 9 — subferricrompicotite, 10 — subalumochrommagnetite,
 11 — chrommagnetite, 12 — picotite, 13 — magnetite; I — the primary trend of differentiating the chemical compositions of chromian spinels from ultrabasic rock in upper mantle, II — secondary trends of metamorphic transformations in crust conditions; A — chemical compositions of primary-magmatic core of chromian spinels from komatiites of Sovdozero greenstone belt (Svetov et al., 2014);
 Б — chemical compositions of secondary chromian spinels from komatiites of Sovdozero greenstone belt (Svetov et al., 2014); B — chemical compositions of chromian spinels from ultrabasic zone of Shalozero-Burakovsky body of the Burakovsky pluton (Chistyakov, Sharkov, 2008); Г — chemical compositions of chromian spinels from Pyroxenite zone of Shalozero-Burakovsky body of the Burakovsky pluton (Chistyakov, Sharkov, 2008)

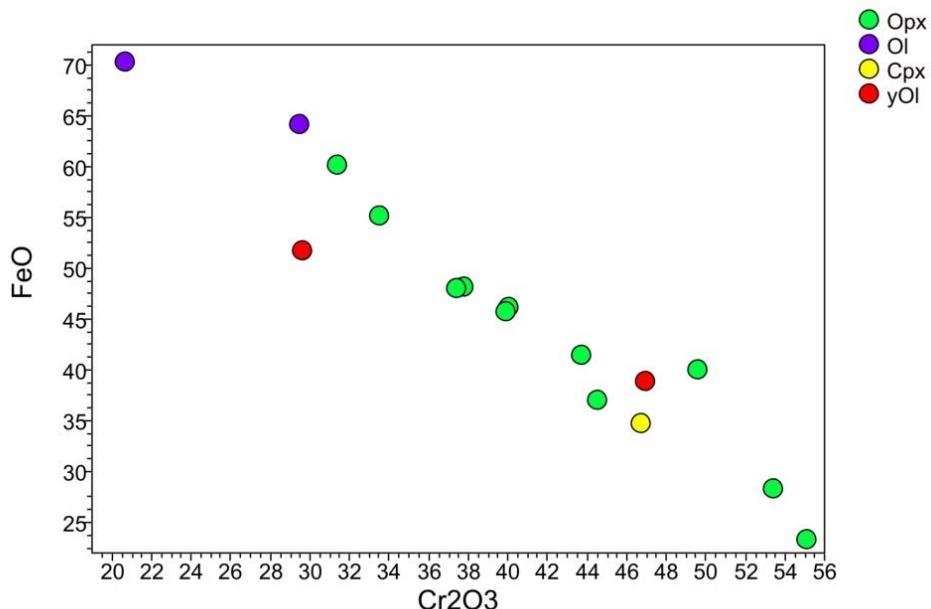


Рис. 2. Вариационная диаграмма Cr_2O_3 – FeO .
 Условные обозначения — см. рис. 1

Fig. 2. Variation diagram Cr_2O_3 – FeO . For the legend see Fig. 1

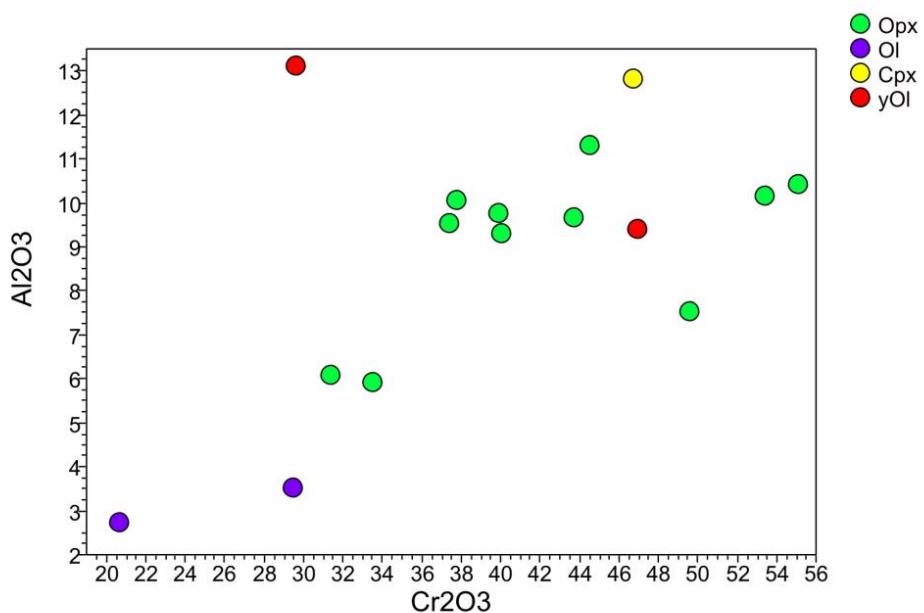


Рис. 3. Вариационная диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--Al}_2\text{O}_3$.

Условные обозначения — см. рис. 1

Fig. 3. Variation diagram $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--Al}_2\text{O}_3$. For the legend see Fig. 1

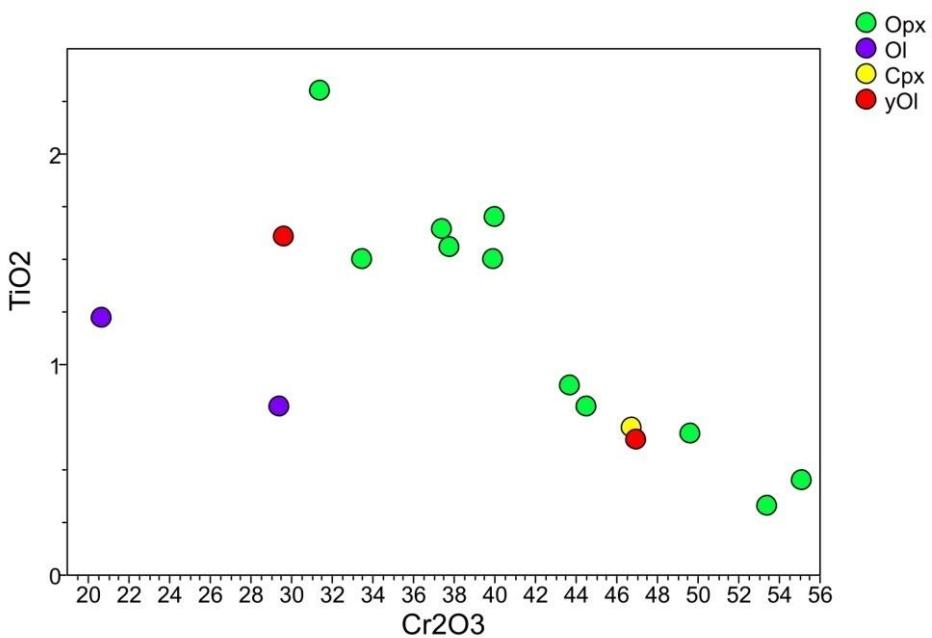


Рис. 4. Вариационная диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$.

Условные обозначения — см. рис. 1

Fig. 4. Variation diagram $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$. For the legend see Fig. 1

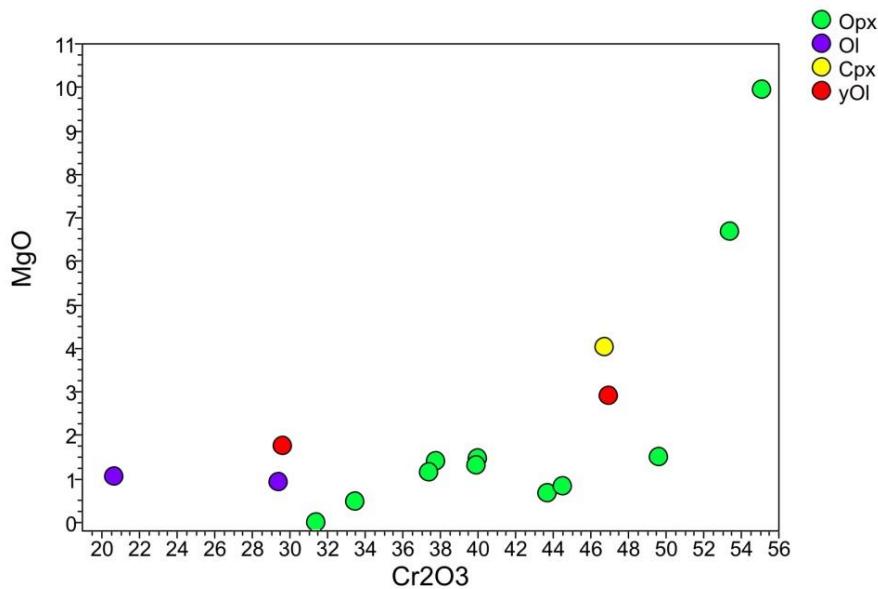


Рис. 5. Вариационная диаграмма Cr_2O_3 — MgO .
Условные обозначения — см. рис. 1

Fig. 5. Variation diagram Cr_2O_3 — MgO . For the legend see Fig. 1

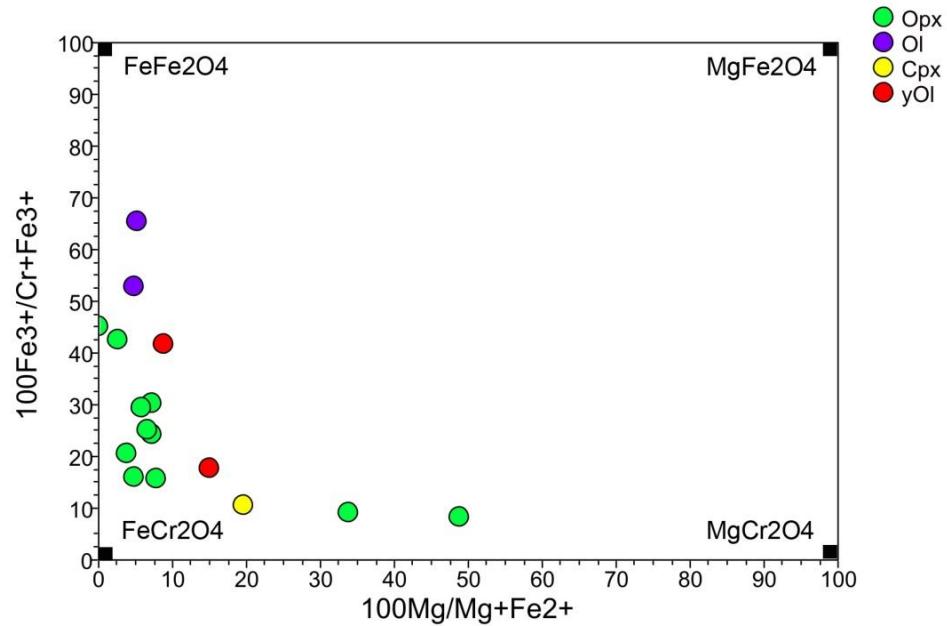


Рис. 6. Диаграмма FeFe_2O_4 — MgFe_2O_4 — MgCr_2O_4 — FeCr_2O_4 .
Условные обозначения — см. рис. 1

Fig. 6. Diagram FeFe_2O_4 — MgFe_2O_4 — MgCr_2O_4 — FeCr_2O_4 . For the legend see Fig. 1

Обсуждение результатов

В ходе данной работы было произведено сравнение составов хромшпинелидов кивачского комплекса и шпинелидов некоторых высоко-Mg пород. Как видно из диаграммы (рис. 1), составы наиболее хромистых шпинелидов Кивача и Петусъярви в целом хорошо сопоставимы с составами первично-магматических шпинелей из коматитов Свдозерской зеленокаменной структуры, а также из ультраосновной и пироксенитовой зон Шалозерско-Бураковского тела Бураковского plutона. От шпинелидов Бураковского массива хромиты интрузий кивачского комплекса отличаются более низким содержанием MgO (в среднем около 1–1,5 % по сравнению с 4,9–8,4 % в ультраосновной зоне и 3,5–4,4 % в пироксенитовой зоне), а также отсутствием примеси никеля.

Вероятно, основной тренд эволюции составов хромшпинелидов Кивача и Петусъярви — одновременное уменьшение содержания Cr, Al и возрастание Fe (рис. 1). На содержания данных компонентов в хромшпинелидах могут оказывать влияние такие параметры их образования, как состав расплава, его водонасыщенность, давление при кристаллизации, степень метаморфических изменений. Чтобы оценить вклад того или иного параметра в формирование составов исследуемых шпинелидов, требуется дополнительные исследования. Исходя из анализа трендов шпинелидов Свдозерской структуры и кивачского комплекса можно было бы предположить, что часть зерен хромитов Кивача и Петусъярви отвечают первично-магматическим минералам, а часть — измененным в ходе метаморфизма, однако каких-либо отличий в морфологии и структурной позиции исследуемых зерен обнаружить не удалось. Возможно, данный тренд имеет магматическую природу.

Выводы

На основании работы можно сделать следующие заключения.

Хромшпинелиды в целом представлены твердыми растворами хромита, магнетита и герцинита. Как правило, отмечается преобладание хромитового минала.

Основной тренд эволюции составов хромшпинелидов — одновременное уменьшение содержания Cr и Al и рост содержания Fe. Для того чтобы определить природу тренда, необходимы дополнительные исследования.

Составы хромшпинелидов Кивача и Петусъярви сопоставимы с составами первично-магматических шпинелей из коматитов Свдозерской зеленокаменной структуры, а также из ультраосновной и пироксенитовой зон Шалозерско-Бураковского тела Бураковского plutона.

Хочется выразить благодарность В. В. Иваникову, Ш. К. Балтыбаеву, М. В. Малашину и О. Л. Галанкиной за всестороннее содействие в написании работы. Отдельно хочется поблагодарить В. А. Богачева, ведущего геолога СФ «Минерал», за предоставленный фактический материал.

Литература

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов (Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук) / пер. с англ. С. В. Ефремовой. М.: Недра, 1997. 248 с.

Кравцова Л. С. и др. Разработка геохимических критериев для оценки перспектив никеленосности массивов ультраосновных и основных пород Карелии, 1971 // ФГУ «ТФГИ по СЗФО», инв. № 21500.

Металлогенез Карелии / под ред. С. И. Рыбакова и А. И. Голубева. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1999. 340 с.

Морозов С. А. и др. Отчет Южно-Карельской партии о геопоисковых работах на медь и никель на Кивачском и Сямозерском объектах в Суоярвинском и Пряжинском районах КАССР в 1970–73 гг., 1973 // ФГУ «ТФГИ по СЗФО», инв. № 22074.

Попов М. Г., Морозов С.А., Кравцова М. И. Перидотит-габброноритовый массив Петусъярви // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы Карелии / под ред. А. И. Богачева. Л.: Наука, 1976. С. 109–117.

Светов С. А., Рыбникова З. П., Вревский А. Б. Реконструкция Р-Т параметров генерации и излияния мезоархейских коматитовых расплавов по данным изучения акцессорных шпинелидов // Вестник СПбГУ. 2014. Сер. 7, вып. 4. С. 19–36.

Чистяков А. В., Шарков Е. В. Петрология раннепалеопротерозойского бураковского комплекса, Южная Карелия // Петрология. 2008. Т. 16, № 1. С. 66–91.

Шолохнев В. В., Богачев В. А. и др. Оценка платиноносности крупных расслоенных массивов Карело-Кольского региона, 2007 // Геолфонд ФГБУ «ВСЕГЕИ», инв. № 18724.

TriQuick [Электронный ресурс] // Дмитрий Доливо-Добровольский. Личные страницы: сайт. URL: <http://dimadd.ru/ru/Programs/triquick> (дата обращения: 28.07.2019).

Сведения об авторе

Анисимов Роман Леонидович

младший научный сотрудник, Институт геологии и геохронологии докеяния РАН, romjulleoanis@mail.ru

Anisimov Roman Leonidovich

Junior Researcher, Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, romjulleoanis@mail.ru

Ф. Р. Ардисламов¹, Н. А. Лукашина², Е. А. Третьякова²

¹ Уфа, Россия

² Центр городского развития и экономики культуры, Москва, Россия

ГЕОПАРК «ТОРАТАУ»: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАСЛЕДИЕ КАК ОБЪЕКТ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ТУРИЗМА

Аннотация

Приведено описание проектируемого геопарка «Торатау» и рассмотрен вопрос о рациональном использовании геологических памятников природы Республики Башкортостан. Дано описание территории, ключевых объектов и инфраструктуры, его функциональное зонирование и наполнение.

Ключевые слова:

геопарк, Торатау, памятник природы, Южный Урал, Республика Башкортостан, геология, ЮНЕСКО, геотуризм.

F. R. Ardislamov¹, N. A. Lukashina², E. A. Tretyakova²

¹ Ufa, Russia

² Center for Urban Development and Economics of Culture, Moscow, Russia

GEOPARK TORATAU: GEOLOGICAL HERITAGE AS AN OBJECT OF ECOTOURISM

Abstract

This paper describes the project of geopark “Toratau” and the question of rational use of geological natural monuments of the Republic of Bashkortostan. The authors provide the description of the area, main objects, infrastructure, and functional zones.

Keywords:

geopark, Toratau, natural monument, Southern Urals, Republic of Bashkortostan, geology, UNESCO, geotourism.

Геопарк — это управляемая территория, содержащая охраняемые объекты природного и историко-культурного наследия, уникальные геологические объекты и ландшафт и приспособленная под рекреационные, социальные и другие функции. Главный принцип работы геопарка — комплексный подход к управлению: сегодня консервация является лишь одним из направлений развития охраняемых природных территорий. Помимо этого, геопарк выполняет культурную, экономическую и социальную функции.

Статус геопарка ЮНЕСКО подразумевает активное включение местной администрации, бизнеса и активистов в проектирование и развитие геопарка по принципу «снизу вверх».

Основой геопарка «Торатау», как и других геопарков, входящих в Глобальную сеть геопарков ЮНЕСКО (Global Geopark Network GGN), являются геологические объекты международного значения (www.unesco.org).

Территория проектируемого геопарка имеет не только природное, историческое, образовательное, но и большое научное значение. В пределах границ данного объекта известны геологические разрезы международного и регионального значения: разрезы верхнего рифея и венда на реках Зилим, Нугуш и Зиган (Маслов и др., 2001); разрезы среднего и верхнего девона, представленные в комплексе шельфовой зоны пассивной окраины Восточно-

Европейского континента (Пучков, 2000); а также разрезы карбона, представленные мелководными отложениями, и разрезы перми, характеризующиеся флишем, терригенными отложениями и эвапоритами (Пучков, 2000; Котляр, 2019; Кулагина и др., 2015; Алексеев и др., 2010).

Среди самых главных объектов проектируемого геопарка — Шиханы Торатау и Юрктау, которые представляют собой остатки цепи грандиозного барьерного рифа, сформировавшегося 299–285 млн лет назад, в зоне перехода от мелководного морского бассейна Восточно-Европейской платформы к более глубоководной части Предуральского краевого прогиба. В дальнейшем, при активизации новейших тектонических движений, они были подняты на поверхность (Кулагина и др., 2015).

Не менее важным объектом является разрез Усолка, расположенный на территории санаторно-курортного центра «ГУП санаторий "Красноусольск"». Разрез Усолка — первый в России «золотой гвоздь» — глобальный стратотипический разрез и точка (GSSP) нижней границы сакмарского яруса (нижняя пермь) Международной хроностратиграфической шкалы пермской системы (Котляр, 2019; Chernykh et. al., 2016). Его изучением занимались ведущие российские и международные ученые, он представлен непрерывным разрезом от московского яруса карбона до сакмарского яруса перми терригенно-карбонатных толщ с незначительными прослойками туфов.

Геологический разрез Дальний Тюлькас, расположенный на одноименной реке, является стратотипом (эталоном) и кандидатом на «золотой гвоздь» нижней границы артинского яруса предуральской серии нижней перми Международной хроностратиграфической шкалы. Разрез представлен непрерывными по мощности отложениями терригенно-карбонатных пород с остатками конодонтов, фораминифер, аммоноидей, радиолярий, растительными остатками, а также зубами и фрагментами рыб и их скелетов (Кулагина, Сунгатуллина, 2018).

Разрез Ассын (гипостартотип) является наиболее полным разрезом отложений башкирского яруса карбона. Он расположен на южном склоне горы Асатая, по правому берегу реки Ассын, вблизи д. Ассын (Солонцы) Архангельского района Республики Башкортостан (Жерновкова, Ардисламов, 2017).

Помимо этих объектов, которые будут основными визитными карточками геопарка, стоит упомянуть и другие, имеющие большой научный и туристический потенциал.

На сегодняшний день на территории проектируемого геопарка «Торатау» расположено 48 природных объектов, 27 из них являются особо охраняемыми природными территориями. К ним относятся десять комплексных особо охраняемых памятников природы, сеять геологических, шесть ботанических, три гидрологических, один проектируемый памятник природы (Гареев, 2004; Реестр..., 2010). Список ключевых объектов геопарка «Торатау»: 1) гора Торатау; 2) озеро Тугар-салган и его окрестности; 3) гора Юрктау; 4) Ишевские пещеры; 5) Кутлугузинские обнажения верхнемеловых пород; 6) геологический разрез Усолка; 7) Красноусольские минеральные источники; 8) геологический разрез Дальний Тюлькас; 9) Белое озеро; 10) заросли лещины у с. Сайтбаба; 11) гора Курмантау; 12) Воскресенский риф; 13) скала Мамбет; 14) скала Кузьганак; 15) скала Уклы-Кая; 16) горный хребет Улутау; 17) Ассынская (Ассынская) ледяная пещера; 18) пещерная система Киндерлинская — Леднева — Октябрьская; 19) хребет Авдырдак; 20) Толпаровские ельники; 21) скала Калим-

ускан и пещера Салавата Юлаева с ее окрестностями; 22) водопад Кук-Караук; 23) водопад Кунгуртуй; 24) гора Хаузе; 25) Девичья пещера; 26) Гумеровское ущелье и пещера Зигановка; 27) гора Бужя Tay; 28) гора Караултау; 29) урочище Селтерби-уртаташ; 30) урочище Кызыл-таш; 31) окрестности реки Кулун; 32) Пещера Таш-ой и ее окрестности; 33) участок горы Алатау; 34) пещера Олимпия и ее окрестности; 35) Хазинская пещера и источник Берхомут; 36) пещера Еласын (Ыласын) и ее окрестности; 37) пещера Отважных; 38) гора Бикмаш; 39) Иткуловское болото; 40) Татьяновский пруд; 41) Ромадановский овраг; 42) Святые источники Варвары Скворчинской; 43) Верхоторский пруд; 44) Уразбаевский пруд; 45) Ромадановский пруд; 46) Геологический разрез Ассын; 47) Геологический разрез Зиган; 48) резерват форели в реке Сув-Якты у д. Усманово.

Геоэкология как часть экологического туризма

Геоэкология — наука о взаимодействии геологических, географических экологических и социально-производственных систем. Геопарк «Торатау» выполняет рекреационную функцию, являясь площадкой для развития экологического туризма. Посетители геопарка знакомятся с геологическим наследием региона, проходя по маршрутам парка, а также принимая участие в обширной образовательной программе.

На сегодняшний день туристическая инфраструктура региона развита недостаточно, не хватает объектов размещения, туристические операторы действуют несогласованно, отсутствует единая база маршрутов и событий. Однако территория геопарка включает в себя уникальные природные объекты, а регион имеет богатое культурное наследие, что позволяет говорить о мощном потенциале для развития.

Геопарк «Торатау» имеет четкое зонирование в соответствии с режимом использования территории: зона интенсивного использования (туристические и культурные центры, этноцентры, научный центр, этнодеревня, отели, дома в аренду, экоотель, кемпинги и экофермы, экстрем-парк, площадки для проведения мероприятий); зона умеренного использования (туристические стоянки, магазины, кафе, транзитные пути; зона ограниченного использования (природные объекты, памятники природы); прочие территории (сельскохозяйственные и неиспользуемые территории).

В геопарке «Торатау» выделено семь основных туристических центров: «Торатау», «Юрактау», «Красноусольский», «Зилим», «Макарово», «Хазиново» и «Верхотор».

Центр «Торатау» станет культурным центром геопарка и площадкой для проведения крупных мероприятий, что обусловлено сложившейся традицией проведения здесь этно- и спортивных фестивалей, народных гуляний. Здесь планируется создать мобильный музейный комплекс, состоящий из нескольких юрт, посвященный не только истории края, но и геологии, биологии, ботанике, археологии. В отдельных юртах находится этнокафе и проходят временные выставки.

В центре «Юрактау» запланировано создание крупного научного центра, что обусловлено уникальной геологией горы-одиночки (шихана). В центре планируется проведение крупных конференций международного уровня; здесь располагаются лаборатории, помещения для проведения мастер-классов.

Санаторно-оздоровительный комплекс «Красноусольск» и наличие уникальных минеральных источников определяют оздоровительную специализацию центра «Красноусольский».

Наличие туристических баз, активное развитие водных видов спорта и экстремального туризма делает центр «Зилим» идеальным местом для продвижения спортивного-развлекательного направления. Спортивные центры представлены небольшими лодочными станциями, спортивными школами и экстрем-парком в деревне Таш-Асты. В них можно арендовать оборудование, заказать спортивные туры, пройти трек в панда-парке, прокатиться по зип-лайну или на тюбинговой трассе, открыть для себя парапланеризм и многое другое.

Центр «Макарово» будет иметь спелеологическую специализацию ввиду расположения на его территории ряда пещер, уже пользующихся популярностью у местных спелеологов.

В центре «Хазиново» будет развиваться археологическое направление, что объясняется наличием в нем многочисленных мест археологических находок. В этноцентре деревни Хазиново находятся экспозиции моделей археологических находок, найденных на территории проектируемого геопарка, и предметов башкирского быта.

Воскресенская картинная галерея, местное творческое сообщество, а также живописные руины медеплавильного завода определяют специализацию центра «Верхотор» как центра искусств. Культурный центр в селе Воскресенском является площадкой для арт-резиденции художников и архитекторов, создающих объекты для геопарка. Здесь же находятся ремесленные мастерские, выпускающие сувенирную продукцию.

Коммерческие объекты находятся в собственности или в аренде у партнеров геопарка. Объекты размещения и общественного питания сконцентрированы в центрах геопарка, целью их создания является не только обеспечение комфортного пребывания туристов, но и развитие сел и деревень путем создания рабочих мест. В экофермах организуются поездки на лошадях, туры по сбору меда, мастер-классы по уходу за животными, реализуется собственная продукция.

Геопарк предлагает пешие маршруты трех типов: обзорно-прогулочные, тематические и спортивно-туристические. Туры различной протяженности, от 3,5 до 100 км, можно преодолеть за час или за несколько дней. Проект предусматривает создание сети из 971 км пешеходных маршрутов по всему геопарку. Начальная точка всех путей — инфоцентр, где можно получить информацию, воспользоваться услугами личного гида или приобрести организованный тур. Пешеходные тропы проходят по горной местности, диким тропам, вдоль рек и озер, по степи, а также включают ближайшие геологические, природные и археологические объекты геопарка. Для комфортного прохождения маршрутов за несколько дней вдоль траектории движения находятся туристические стоянки, где гости геопарка могут набраться сил, подкрепиться, остановиться на ночлег и спланировать свой дальнейший путь.

В геопарке создана сеть велосипедных маршрутов и организована соответствующая инфраструктура; 550 км обзорных и тематических маршрутов проходят по всему геопарку, в том числе по горной местности и по диким тропам. Туристические центры предоставляют услуги проката велосипедов и экипировки, что позволяет путешествовать на большие расстояния. В информационных

центрах можно получить данные о ближайших групповых путешествиях, узнать об основных достопримечательностях самим или воспользоваться услугой личного гида. На территории геопарка организована сеть из шести экоферм с содержанием лошадей башкирской породы и обучением верховой езде. Конные маршруты проходят по ближайшим объектам природного и археологического наследия. На экоферме можно будет приобрести организованный тур или воспользоваться услугами личного гида по этим маршрутам. Создание экоферм будет способствовать развитию фермерского хозяйства, характерного для Башкортостана.

Водные сплавы в геопарке осуществляются на территории природного парка «Зилим» по одноименной реке. На других водных объектах предлагается услуга катания на каяках и катамаранах. Вдоль реки Зилим расположены скалы, сосновые леса и обрывистые берега. На пути сплава, в деревнях Хайбуллино, Толпарово, Зирикли, Таш-Асты и туристической базе Культамак, располагаются туристические стоянки, в которых можно остановиться на ночь. Центр в деревне Таш-Асты, а также туристическая база «Артыш» предоставляют услуги проката оборудования и экипировки для водного туризма.

Зимние маршруты протяженностью от 5 до 55,8 км носят обзорный характер. Каждый маршрут начинается и заканчивается в информационном центре. Все информационные центры предоставляют услугу проката лыж, сноубордов и экипировки для зимних видов спорта. Пруды геопарка в холодное время года переоборудуются в каток, рядом устраиваются сезонные ярмарки. Внедорожные маршруты позволяют преодолеть расстояния максимально быстро и разнообразить путешествия по геопарку.

Основной поток посетителей приходится на жителей соседних городов, однако крупные мероприятия и постоянные программы привлекают жителей из других регионов России и иностранных посетителей. Целью посещения геопарка может быть как участие в организуемых событийных программах, так и совершение индивидуальных походов и спокойный отдых на природе.

Культурно-социальное программирование. Программа функционирования геопарка включает научно-образовательное, культурно-развлекательное и спортивно-оздоровительное направления.

Научно-образовательные мероприятия проводятся в научном центре, инфоцентрах, местных школах и на свежем воздухе. Крупные культурно-развлекательные мероприятия проходят у подножия Торатау, в селе Верхотор находится арт-резиденция и ремесленные мастерские. Спортивная программа включает мероприятия от сплавов и велофестивалей до полетов на параплане. Мероприятия проводятся как в летнее, так и в зимнее время: катание на лыжах, коньках, снегоходах. Проводится зимний фестиваль воздухоплавания.

Геопарк привлекает посетителей обширной событийной программой. Мероприятия проводятся на разных площадках в течение всего года.

Геопарк в структуре глобальных геопарков. Основными партнерами геопарка являются члены Глобальной сети геопарков ЮНЕСКО, государственные организации, научные институты, представители бизнеса, информационные партнеры, НКО и негосударственные фонды. Важную роль играют местные предприниматели: туроператоры, владельцы объектов

размещения и общественного питания, фермеры, организаторы спортивных и образовательных мероприятий. Для интеграции в структуру рекреационного туризма представители геопарка участвуют в мероприятиях, проводимых Глобальной сетью геопарков и Советом Международной геонаучной программы, конференциях, посвященных геологии и развитию туризма. Научный отдел геопарка занимается публикацией статей, в том числе в журнале Европейской сети геопарков. Совместно с другими геопарками, в первую очередь с соседним «Янган-тау» (Акбашев и др. 2018), геопарк «Торатау» проводит научно-образовательные проекты и программы обмена.

Статус геопарка требует постоянной работы с местными сообществами, установления прочных партнерских отношений с локальными производителями, политической поддержки, а также развития комплексной стратегии, которая соответствовала бы целям всех сообществ и поддерживала геологическое наследие региона.

Вовлечение заинтересованных групп пользователей начинается на самых ранних этапах проектирования парка. В ходе работы проводятся консультации с местными экспертами: геологами, биологами, археологами, историками, филологами, VR- и AR-специалистами и другими.

Контроль антропогенной нагрузки на природный комплекс сводится к двум задачам: мониторинг состояния природной среды геопарка и учет туристического потока. Для мониторинга состояния природной среды проводится описание природного и социально-экономического положения, создается картографическая база, рейдовые бригады регулярно обезжают участки геопарка. Сотрудники научного центра анализируют полученные данные и прогнозируют последствия эксплуатации объектов. Помимо этого, проводится учет туристического потока (число посетителей инфоцентров, автосредств, взятых напрокат, и так далее). В международной практике мониторинг проводится с помощью камер и звуковых датчиков, которые собирают данные о туристическом потоке, степени антропогенного шума, паттернах поведения животных на обширных территориях в течение длительного времени.

Выводы

Создание геопарков является одним из эффективных инструментов развития экотуризма в регионах. При сохранении и консервации геологических памятников природы, геопарк становится точкой притяжения для туристов, раскрывающих для себя природные богатства страны. Образовательная функция геопарков позволяет посетителям приобрести знания в геологии, экологии и биологии, увидеть своими глазами уникальные природные объекты.

Ожидаемый социально-экономический эффект от создания геопарка «Торатау»:

- Сохранение историко-культурного и природного наследия.
- Популяризация науки.
- Развитие туристической и социальной инфраструктуры.
- Рост туристического потока.
- Стимулирование развития малого и среднего предпринимательства.
- Создание рабочих мест для местного населения и рост доходов населения.

В целом создание геопарка будет способствовать социально-экономическому развитию региона и рациональному использованию геологических и иных памятников природы (Ардисламов, 2017). Геопарк «Торатау» имеет потенциал для того, чтобы стать одним из лучших примеров рационального использования в России природных, культурных и социальных объектов на основе концепции устойчивого развития.

Проект геопарка «Торатау» осуществляется при участии Правительства Республики Башкортостан, Института геологии УФИЦ РАН, Института биологии УФИЦ РАН, Института истории языка и литературы УФИЦ РАН, ООО «НИИ БЖД Республики Башкортостан». В результате проведенных работ были определены границы геопарка, составлен перечень уникальных геологических, природных, археологических и историко-культурных объектов, подготовлены тематические карты.

Литература

Акбашев А. Р., Абдрашитов Р. Х., Ардисламов Ф. Р., Белан Л. Н., Богдан Е. А., Полежанкина П. Г., Фархутдинов И. М., Фархутдинов А. М. Геопарк «Янган-Тау» // Геологический вестник. 2018. № 1. С. 3–12.

Ардисламов Ф. Р. Геологические памятники природы и меры по их охране и рациональному использованию в Республике Башкортостан // Вестник Башкирского университета. 2017. Т. 22, № 2. С. 418–423.

Алексеев А. С., Горева Н. В., Кулагина Е. И., Пучков В. Н. Каменноугольная система и ее «золотые гвозди»// Природа. 2010. № 7. С. 42–49.

Гареев Э. З. Геологические памятники природы Республики Башкортостан. Уфа: Тай, 2004. 296 с.

Горожанина Е. Н., Горожанин В. М., Исакова Т. Н. Карбонатный массив горы Воскресенка в Южном Предуралье: возраст и развитие погруженной карбонатной платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26, № 2. С. 21–37.

Жерновкова Т. В., Ардисламов Ф. Р. Разрезы башкирского яруса Большая Лука и Ассын — объекты геологического наследия Республики Башкортостан // Вестник Башкирского университета. 2017. Т. 22, № 3. С. 726–734.

Котляр Г. В. Глобальный стратотипический разрез и точка (GSSP) нижней границы сакмарского яруса (нижняя пермь) Международной хроностратиграфической шкалы пермской системы // Региональная геология и металлогения. 2019. № 77. С. 6–10.

Кулагина Е. И., Скуин И. А., Коссовая О. Л. Пермский риф Шахтау. Уфа: Белая Река, 2015. 75 с.

Кулагина Е. И., Сунгатуллина Г. М. Геологические объекты экскурсий XVIII Международного конгресса по карбону и перми в Республике Башкортостан // Известия Уфимского научного центра Российской академии наук. 2018. № 1 С. 51–57.

Маслов А. В., Крупенин М. Т., Гареев Э. З., Анфимов Л. В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 1. 51 с.

Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 46 с.

Регистр особо охраняемых природных территорий Республики Башкортостан. Изд. 2-е, перераб. Уфа: МедиаПринт, 2010. 414 с.

Сайт ЮНЕСКО. URL: www.unesco.org/new/en/natural-sciences/environment/earth-sciences/unesco-global-geoparks/ (дата обращения: 07.08.2019).

Chernykh V. V., Chuvashov B. I., Shen S.-Z., Henderson C. M. Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Sakmarian Stage (Lower Permian) // Permophiles. 2016. Vol. 63. P. 4–18.

Сведения об авторах

Ардисламов Фаниз Ринатович

кандидат геолого-минералогических наук, научный консультант проекта формирования и развития геопарка «Торатай», Ardislamov_Faniz@mail.ru

Лукашина Наталия Александровна

магистр архитектуры, руководитель проекта формирования и развития геопарка «Торатай», Центр ГРЭК, lukashina.nataliia@gmail.com

Третьякова Екатерина Алексеевна

магистр экономики, аналитик проекта формирования и развития геопарка «Торатай», Центр ГРЭК, tretyakovacatarina@gmail.com

Ardislamov Faniz Rinatovich

PhD (Geology & Mineralogy), Scientific Advisor of the project of creation and development of geopark Toratau, Ardislamov_Faniz@mail.ru

Lukashina Nataliya Aleksandrovna

Master of Architecture, Leader of the project of creation and development of geopark Toratau, Center GREC, lukashina.nataliia@gmail.com

Tretyakova Ekaterina Alekseevna

Master of Economics, Analyst of the project of creation and development of geopark Toratau, Center GREC, tretyakovacatarina@gmail.com

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.004

УДК 550.384

Т. Э. Багдасарян¹, Д. А. Гаврюшкин^{1,3}, Р. В. Веселовский^{1,2}, О. И. Усанова^{1,2}

¹Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

³Российский союз спелеологов

СПЕЛЕОТЕМЫ КАК ИСТОЧНИК ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ЗАПИСИ НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЦОВСКОЙ ПЕЩЕРЫ, ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ

Аннотация

Представлены первые результаты палеомагнитных исследований спелеотемов Воронцовской пещеры Западного Кавказа. Отобраны и подготовлены к лабораторным исследованиям четыре керна из туфовой (натечной) плотины Воронцовской пещеры. Выполнены магнитные чистки переменным полем и проведен компонентный анализ полученных данных. Построены кривые эволюции магнитного склонения и наклонения в точке отбора во времени, анализ которых свидетельствует о наличии эпизода резкого изменения элементов земного магнетизма, что предварительно рассматривается нами как указание на обнаружение в палеомагнитной записи спелеотемов пещеры Воронцовская геомагнитного экскурса или джерка.

Ключевые слова:

спелеотемы, палеомагнетизм, эволюция геомагнитного поля, магнетизм окружающей среды, четвертичный период.

T. E. Bagdasaryan¹, D. A. Gavruskin^{1, 3}, R. V. Veselovskiy^{1, 2}, O. I. Usanova^{1, 2}

¹ Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³ Russian Union of Speleologists

SPELEOTHEMS AS A SOURCE OF PALEOMAGNETIC RECORDS BY THE EXAMPLE OF VORONTSOVSKAYA CAVE, WESTERN CAUCASUS

Abstract

We present the first results of paleomagnetic studies of the speleothems of the Vorontsovskaya cave, Western Caucasus. Four cores of the flowstone from the Vorontsovskaya cave were sampled and subjected to laboratory measurements. AF-demagnetisation of the samples was performed and component analysis of the obtained data was carried out. The curves of evolution of magnetic declinations and inclinations at the point of selection are constructed, on which we observe an episode of sharp change of elements of earth magnetism, which in further studies may occur to be a geomagnetic excursion or jerk.

Keywords:

speleothems, paleomagnetism, evolution of the geomagnetic field, magnetism of the environment, the Quaternary period.

Введение

В последние годы в ведущих мировых изданиях появилось немало работ, посвященных изучению вариаций геомагнитного поля по записям, полученным из спелеотемов — вторичных минеральных отложений карстовых пещер. В этих работах продемонстрирована уникальность спелеотемов как природных архивов геомагнитной и климатической записи и их перспективность для постановки высокодетальных палеомагнитных исследований.

Термин «спелеотемы», введенный в 1952 г. Муром (Moore, 1952), обозначает вторичные минеральные формы, которые образуются в уникальных условиях естественных пещер (Hill, 1995). Как источник палеомагнитной записи спелеотемы были впервые использованы в 1970-х гг. (Latham et al., 1979). Однако с тех пор подобные исследования проводились главным образом спорадически, и на сегодняшний день спелеотемы остаются уникальными объектами для палеомагнитных исследований. Это определяется во многом сложностью отбора образцов из пещер, большинство из которых являются охраняемыми и/или труднодоступными объектами, а также низкой концентрацией магнитных минералов в спелеотемах, что влечет за собой высокие требования к измерительной (магнитометрической) аппаратуре. При этом спелеотемы являются уникальным объектом для изучения вариаций палеоклимата и тонкой структуры магнитного поля Земли, и развитие исследований в этой области необходимо, в свою очередь, для моделирования и прогнозирования этих изменений в будущем. Целью нашего исследования является оценка возможности использования спелеотемов для восстановления записи вариаций магнитного поля Земли в четвертичном периоде на примере спелеотемов из Воронцовской пещеры.

Материал и методика исследований

Материал для данного исследования был собран из карстовой пещеры Воронцовская, расположенной на северо-восточном побережье Черного моря в 13 км от береговой линии (рис. 1). Вход пещеры расположен в 500 м над уровнем

моря. Протяженность пещеры 10,4 км, амплитуда высот 240 м. Она заложена в верхнемеловых известняках, но местами врезана в подстилающие некарстующиеся отложения, представленные мергелями и алевролитами (Дублянский, Илюхин, 1982). В 60 м от выхода на поверхность, в районе Очажного грота, была опробована туфовая плотина, которая, благодаря постоянно действующему подземному водотоку, продолжает расти по настоящее время: из четырех точек было отобрано по два керна на расстоянии около 20 см друг от друга. Длина образцов составляет около 20 см, диаметр — 2,5 см. На продольном разрезе керна видна слоистая структура со слойками мощностью до 1–2 мм желтого и серого цвета, отражающая сезонную периодичность роста плотины. Видимых признаков гиатусов и зон перекристаллизации кальцита на срезе не выявлено.

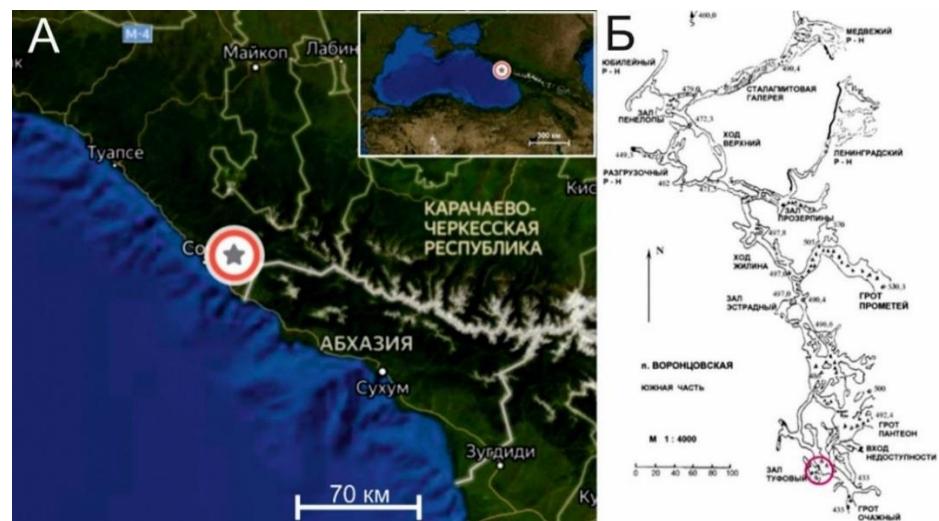


Рис. 1. Местоположение и план Воронцовской пещеры:
 А — карта расположения Воронцовской пещеры (красная точка);
 Б — план Воронцовской пещеры и место отбора образцов Vor2, Vor4, Vor6, Vor8

Fig. 1. Location and plan of the Vorontsovskaya cave:
 A — map of the Vorontsovskaya cave location (red dot);
 B — plan of the Vorontsovskaya cave and sampling (Vor2, Vor4, Vor6, Vor8) location

Отбор ориентированных образцов проводился в начале февраля 2018 г. с помощью портативного электрического дрилла Pomeroy DE-T3. В процессе отбора керны были ориентированы в пространстве с помощью ориентора Pomeroy Orienting Fixture (рис. 2) с использованием магнитного компаса. Пробоподготовка и лабораторные измерения проводились в Лаборатории археомагнетизма и эволюции геомагнитного поля ИФЗ РАН.

Один керн из каждой пары был сохранен для изотопно-геохимических и геохронологических исследований. Вторые керны из каждой пары были распилены на тонкие шайбы высотой около 5 мм и весом 3–5 г и подвергнуты магнитным чисткам.

Магнитная чистка проводилась переменным полем (AF-чистка) на криогенном (SQUID) магнитометре 2G Enterprises, величина переменного магнитного поля пошагово увеличивалась от 0 до 130 мТл. Результаты измерений были подвергнуты компонентному анализу с помощью ПО PMGSC.



Рис. 2. Общий вид туфовой плотины с точками отбора отдельных кернов (*А*);
ориентировка кернов *in situ* (*Б*); ориентированный керн Vor7 (*Б*);
образцы-«шайбы» для магнитной чистки (*Г*)

Fig. 2. General view of the tufa dam with the sampling points of the individual cores (A); the orientation of the cores in situ (B); oriented core Vor7 (B); samples—"pucks" for magnetic cleaning (Γ)

Результаты и их обсуждение

В ходе пошаговой АФ-чистки большая часть (до 80 %) естественной остаточной намагниченности (ЕОН) образцов разрушается при амплитуде размагничивающего поля 32–40 мТл, что свидетельствует о преобладании в изученных образцах относительно низкоэргитивных минералов, предположительно магнетита. Предварительными петромагнитными исследованиями (магнитный гистерезис, измерение магнитной восприимчивости и ее температурной зависимости, термомагнитный анализ) уточнить состав магнитных минералов пока не удалось ввиду недостаточной чувствительности лабораторной аппаратуры для измерения образцов с такой низкой концентрацией магнитных минералов. Петромагнитные исследования планируется осуществить в ближайшее время после вытяжки магнитной фракции из имеющихся образцов.

Большая часть образцов сохранила единственную компоненту намагниченности, интерпретируемую нами как характеристическую и первичную. Отдельные образцы сохранили вторичную компоненту, по всей видимости, вязкую, удалляемую при 5–8 мТл.

В пользу первичности выделенной компоненты можно привести следующие доводы: 1) отсутствие в стабильных условиях карстовой пещеры факторов перемагничивания (повышения температуры до Т Кюри, тектонических, метаморфических процессов); 2) механизм роста спелеотемов, обеспечивающий быструю (в геологических масштабах времени — мгновенную) фиксацию магнитных частиц в кальцитовой матрице, что исключает искажение магнитного сигнала из-за постседиментационных процессов.

По результатам компонентного анализа построены кривые изменения магнитного склонения и наклонения для изученных кернов во времени. Показаны изменения магнитного наклонения в точке отбора. На трех из четырех кривых (Vor2, Vor4, Vor8) читается резкий скачок значений наклонения в интервале 18–22-го образцов, что может быть признаком геомагнитного экскурса или джерка — эпизода резкого изменения скорости изменения элементов геомагнитного поля.

Заключение

Проведенные исследования показали наличие в образцах из туфовой (травертиновой) плотины пещеры Воронцовской палеомагнитной записи отличного качества, предварительный анализ которой выявил резкий кратковременный скачок магнитного наклонения в точке отбора. В ближайшем будущем планируется подкрепить полученные результаты петромагнитными и геохронологическими исследованиями, а также провести дополнительный отбор образцов с целью заверки полученных результатов и расширения исследуемого временного интервала геологического времени.

Литература

- Дубянский В. Н., Илюхин В. В. Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР. М.: Наука, 1982. 137 с.
- Hill C. A., Forti P. The classification of cave minerals and speleothems // International Journal of Speleology. 1995. Vol. 24. P. 77–82.
- Latham A. G., Schwarcz H. P., Ford D. C., Pearce G. W. Paleomagnetism of stalagmite deposits // Nature. 1979. Vol. 280. P. 383–385.
- Moore G. W. Speleothem — a new cave term // National Speleological Society News. 1952. Vol. 10.

Сведения об авторах

Багдасарян Татьяна Эдвардовна

инженер лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН, tanya.bagdasaryan@yandex.ru

Гавриушкин Дмитрий Александрович

научный сотрудник лаборатории археомагнетизма и эволюции геомагнитного поля ИФЗ РАН, секретарь Комиссии по охране и использованию пещер Российского союза спелеологов, dmitry.gavriushkin@gmail.com

Веселовский Роман Витальевич

доктор геолого-минералогических наук, профессор, МГУ им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, roman.veselovskiy@ya.ru

Усанова Олеся Игоревна

студентка, МГУ им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, инженер лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма, ИФЗ РАН

Bagdasaryan Tatyana Edvardovna

Engineer, Laboratory of the Main Geomagnetic Field and Petromagnetism, IPE RAS, tanya.bagdasaryan@yandex.ru

Gavryushkin Dmitry Aleksandrovich

Researcher, Laboratory of Archaeomagnetism and Evolution of Geomagnetic Field, IPE RAS, Secretary of the Comission for Cave Protection and Recorery of the Russian Union of Speleologists, dmitry.gavriushkin@gmail.com

Veselovskiy Roman Vitalievich

Doctor of Sciences (Geology & Mineralogy), Professor, Lomonosov Moscow State University, Geological Department, roman.veselovskiy@ya.ru

Usanova Olesya Igorevna

Student, Lomonosov Moscow State University, Geological Department, Engineer, Laboratory of the Main Geomagnetic Field and Petromagnetism, IPE RAS

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.005

УДК 550.84:631.42

Н. А. Билая¹, К. М. Зарипова¹, А. В. Гузева², П. С. Зеленковский¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

Аннотация

Представлены результаты эколого-геохимических исследований донных отложений Ладожского озера: валовое содержание тяжелых металлов и формы их нахождения, содержание органических веществ в поверхностных пробах донных осадков. Сделаны выводы об особенностях распределения исследуемых металлов (Co, Cr, Fe, Mn, Ni, Zn, Cu, V) и их форм нахождения в донных отложениях.

Ключевые слова:

Ладожское озеро, донные отложения, формы нахождения тяжелых металлов.

N. A. Bilaya¹, K. M. Zaripova¹, A. V. Guzeva², P. S. Zelenkovsky¹

¹ Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

² Institute of Limnology RAS, Saint Petersburg, Russia

HEAVY METAL FINDING FORMS IN BOTTOM SEDIMENTS OF LAKE LADOGA

Abstract

This article is focused on the results of ecological and geochemical explorations of the bottom sediments of the Lake Ladoga: total contents and contents of different chemical forms of trace metals and total content of organic matter in surface specimens of bottom sediments. Bottom sampling was carried out in October 2018. Researches of Ladoga bottom sediments were carried out earlier, but without researching of chemical forms for

the entire water area of Ladoga. Our work is aimed at identifying areas requiring more detailed observation of trace metals concentrations.

Keywords:

Lake Ladoga, bottom sediments, chemical forms of trace metals.

Введение

В декабре 2017 г. северная часть акватории Ладожского озера приобрела официальный статус особо охраняемой природной территории (национальный парк «Ладожские шхеры»), однако данный район все еще подвержен значительному антропогенному воздействию. Регулярные наблюдения за экологическим состоянием Ладожского озера необходимы, однако на данный момент единая сеть геохимических наблюдений для донных отложений Ладоги отсутствует.

Объектом нашего исследования выбраны донные осадки. Донные отложения озер являются депонирующей средой для различного рода поллютантов, их химический состав в большинстве случаев наиболее репрезентативен в контексте долговременной оценки экологического состояния водоема. Кроме того, при определенных физико-химических условиях может происходить вторичное загрязнение водоема тяжелыми металлами (ТМ) из донных отложений.

Выявление элементов, которые в первую очередь будут вовлечены в биогеохимические циклы и, следовательно, нуждаются в большем контроле, видится нам одной из приоритетных задач. В связи с этим в данной работе мы уделили внимание исследованию легкодоступных (связанных с осадком слабыми электростатическими силами: водорастворимая, сорбированная и форма, связанная с карбонатными минералами) и умереннодоступных (легко восстанавливющихся: связанные с оксидами и гидроксидами Fe и Mn, а также органическим веществом) форм нахождения тяжелых металлов. Ранее подобная работа проводилась лишь в западной части озера (Петрова, 2005), что не дает полноценной характеристики состояния донных осадков для всей Ладоги.

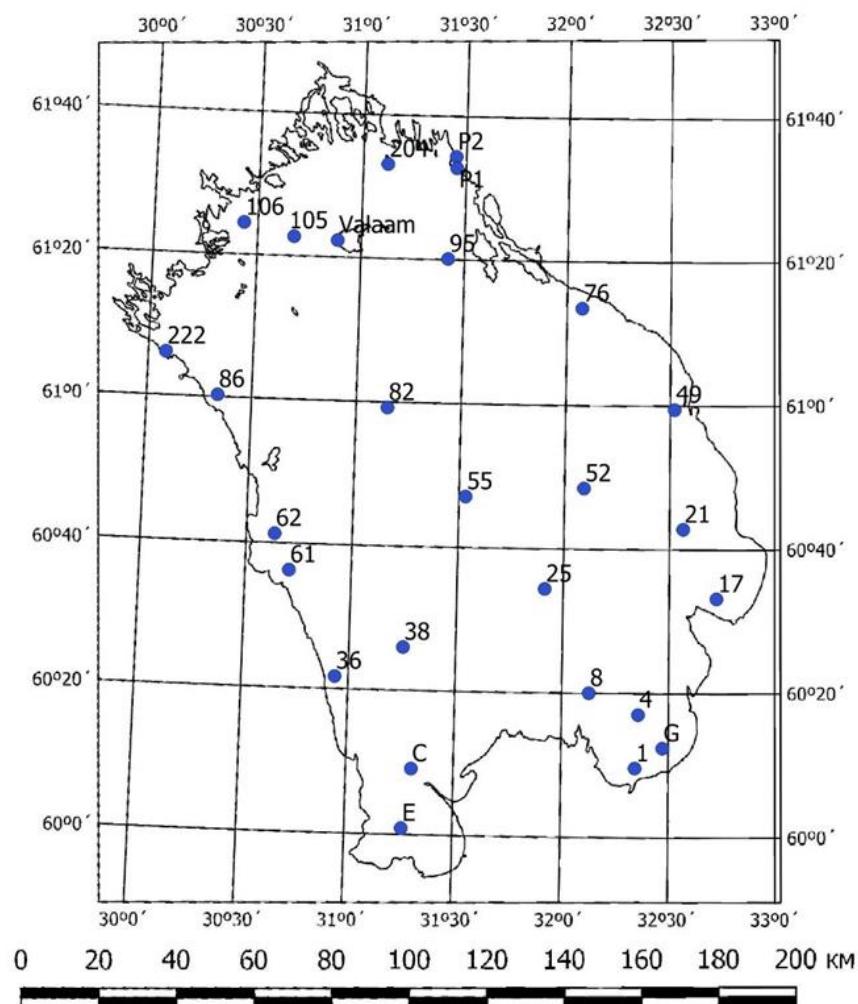
Цель работы — исследование химических форм тяжелых металлов в донных отложениях Ладожского озера.

Для достижения цели нами были поставлены следующие задачи:

- 1) отобрать поверхностные пробы осадков по всей акватории Ладоги для выявления областей, требующих более подробного изучения;
- 2) определить валовое содержание тяжелых металлов (Co, Cr, Fe, Mn, Ni, Zn, Cu, V) и выявить закономерности их распределения в донных осадках Ладоги;
- 3) исследовать формы нахождения тяжелых металлов, выявить наиболее подвижные элементы, которые требуют большей бдительности при регулярных исследованиях;
- 4) определить количество органического вещества в пробах, поскольку именно оно чаще всего является основным аккумулятором тяжелых металлов.

Материал и методы исследования

В октябре 2018 г. в рамках совместной экспедиции с ИНОЗ РАН нами был произведен отбор проб донных отложений по всей акватории Ладожского озера с помощью ковша Ван-Вина (для песчаных грунтов) и дночерпателя Эквана — Берджи (для илистых). Всего нами было отобрано 27 проб поверхностных донных осадков (рис.).



Точки отбора проб поверхностных донных отложений

Sampling points for surface sediments

Для определения валового содержания тяжелых металлов был использован метод атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанный плазмой. Измерения проводились на приборе ICP-9000 на базе РОЦ «Химия» СПбГУ, а также в лаборатории гидрохимии ИНОЗ РАН на приборе EDX-800HS.

Перед проведением измерений навески были переведены в жидкую фазу методом разложения проб с использованием микроволновой печи минерализатора на валовое содержание элементов в пробе (Методика..., 2008).

Приготовление вытяжек легкодоступных (первые две фазы) и умереннодоступных форм было проведено по методике, описанной в работе (Ладонин, 2016): первая фаза — сорбированные металлы (обменная сорбция с 1M $MgCl_2$); вторая фаза — металлы, связанные с карбонатными соединениями (1M $CH_3COONa + CH_3COOH$, pH = 5); третья фаза — металлы, связанные с органическим веществом ($K_4P_2O_7$ пирофосфатная вытяжка, pH = 11); четвертая

фаза — металлы, связанные с оксидами и гидроксидами Fe и Mn (0,04M NH₂OH-HCl в 25 %-й CH₃COOH, pH = 2). Далее было проведено их количественное определение методом ICP-AES. Определение содержания органических веществ в пробах осуществлялось согласно ГОСТ 23740-2016 (ГОСТ..., 2017).

Для оценки эколого-геохимического состояния донных осадков Ладоги нами были рассчитаны коэффициенты концентрации (K_c) для исследуемых элементов относительно регионального фона каждого элемента для донных отложений озер Карелии (Слуковский, 2017). По полученным данным были построены геохимические карты распределения тяжелых металлов в донных отложениях Ладоги, рассчитан суммарный показатель геохимического загрязнения, и на его основе была построена интегральная геохимическая карта распределения тяжелых металлов в донных осадках Ладожского озера.

Результаты и их обсуждение

В целом для северной части озера характерны более высокие концентрации тяжелых металлов, чем для южной, что может объясняться особенностями пород Балтийского кристаллического щита, подстилающих северную часть водосборного бассейна и котловины Ладоги, а также большими глубинами и большей долей глинистой фракции в донных осадках в этой части озера. Отметим, что на севере расположено большое количество промышленных районов, являющих источником антропогенного воздействия.

По результатам исследования валового содержания ТМ в донных осадках Ладожского озера нами были выбраны десять точек пробоотбора, представляющих наибольший интерес с точки зрения определения различных форм нахождения ТМ. В северной части акватории это станции 82, 55 и 106 (как точки с наибольшими значениями Z_c), 95, Р2 (находится в непосредственной близости от Питкярантского ЦБК) и станция «Валаам».

Для южной части акватории выбраны точки 52 и 21 (здесь отмечены наибольшие значения суммарного коэффициента концентрации для южной части — 9,22 и 13,68, более того, только в пробах с этих станций обнаружен кобальт: 12,82 и 16,67 ppm, в остальных точках южной части акватории озера значение ниже порога обнаружения — < 0,1 ppm), точки 1 и 17 (с наименьшими значениями суммарного коэффициента концентрации — 2,80 и 2,85 соответственно).

По полученным данным исследуемые элементы (Co, Cr, Ni, V, Pb, Zn, Cu) из всех легкодоступных и умереннодоступных форм в северной части Ладоги в наибольшей степени связаны органическим веществом (третья фаза), причем наибольшие концентрации элементов в этой форме отмечены в точках пробоотбора 55 (что может говорить о возможном появлении новой зоны эвтрофирования) и 95. Следует отметить, что в точке с максимальным значением общего содержания органического вещества (Р2) не наблюдается концентраций элементов выше среднего в данной форме нахождения (кроме Cu и Pb). Кроме того, в точке максимального содержания исследуемых элементов (82) не было отмечено высоких концентраций в легко- и умереннодоступных формах. В южной части акватории исследуемые элементы по большей части находятся в умереннодоступных формах — связаны с органическим веществом (третья фракция) и с оксидами и гидроксидами Fe и Mn (четвертая фракция).

Подвижные (легкодоступные) формы были обнаружены для элементов Zn, Ni, Cr, Cu в северной части акватории и у Cu, Cr и Cd в южной.

Выводы

1. Наибольший интерес вызывают центральная и северная части озера в связи с максимальными значениями суммарного показателя геохимического загрязнения данных районов. Их в дальнейшем следует изучить более подробно.
2. По большей части валовые концентрации ТМ в донных осадках Ладожского озера превышают региональный фон (ГОСТ..., 2017). В северной части Ладоги концентрации тяжелых металлов выше, чем в южной. Наибольшие содержания были отмечены в центральной части озера.
3. Большинство исследуемых элементов связаны органическим веществом. Наиболее важными для изучения элементами в донных осадках Ладожского озера являются Zn, Ni, Cr и Cu.

Литература

ГОСТ 23740-2016. Грунты. Методы определения содержания органических веществ = Soils. Methods of laboratory determination of organic composition: дата введения 2017-07-01. М.: Стандартинформ, 2017. 9 с.

Ладонин Д. В. Формы соединений тяжелых металлов в техногенозагрязненных почвах. М., 2016. 42 с.

Методика выполнения измерений массовой доли элементов в пробах почв, грунтов и донных отложениях методами атомно-эмиссионной и атомно-абсорбционной спектрометрии М-МВИ-80-2008. СПб., 2008. 29 с.

Петрова Е. А. Закономерности распределения и формы нахождения тяжелых металлов в донных осадках Ладожского озера. СПб., 2005. 170 с.

Слуковский З. И. Эколо-геохимический анализ состояния донных отложений малых рек урбанизированных территорий (на примере города Петрозаводска). Петрозаводск, 2017. 23 с.

Сведения об авторах

Билая Наталья Андреевна

студентка четвертого курса кафедры экологической геологии СПбГУ, win_nat@mail.ru

Зарипова Ксения Маратовна

студентка четвертого курса кафедры экологической геологии СПбГУ, fikuspavel@mail.ru

Гузева Алина Витальевна

аспирант СПбГУ, младший научный сотрудник ИНОЗ РАН, olina2108@mail.ru

Зеленковский Павел Сергеевич

кандидат геолого-минералогических наук, доцент СПбГУ, geopavel@yandex.ru

Bilaya Natalya Andreyevna

Fourth-year student of the Department of Environmental Geology, SPbSU, win_nat@mail.ru

Zaripova Ksenia Maratovna

Fourth-year student of the Department of Environmental Geology, SPbSU, fikuspavel@mail.ru

Guzeva Alina Vitalievna

Postgraduate Student, SPbSU, Junior Researcher of the Institute of Limnology RAS, olina2108@mail.ru

Zelenkovsky Pavel Sergeevich

PhD (Geology & Mineralogy), Associate Professor, SPbSU, geopavel@yandex.ru

Е. М. Бобровникова, М. В. Шитов

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

**СВИРСКАЯ ЛАГУННО-БАРОВАЯ СИСТЕМА
(ПОЗДНИЙ ГОЛОЦЕН, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)**

Аннотация

В результате изучения погребенных лагунно-баровых отложений, связанных с позднеголоценовой трансгрессией Ладожского озера, установлено, что скорость подъема уровня воды составляла 2,3–2,9 мм в кал. год, а лагунно-баровая система сформировалась около 6,0 тыс. кал. л. н. и оставалась почти неподвижной до 4,0 тыс. кал. л. н., после чего бар незначительно сместился и был захоронен в лагуне. Формирование / разрушение барьерной системы контролировалось скоростью подъема уровня воды, количеством наносов, соотношением синхронных уровня воды и глубины забаровой лагуны, а также уклонами допозднеголоценового палеорельефа.

Ключевые слова:

ладожская трансгрессия, палеолимнология, лагунно-баровая система, поздний голоцен, геохронология.

E. M. Bobrovnikova, M. V. Sheetov

Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

**SVIR LAGOON-BAR SYSTEM (LATE HOLOCENE,
SOUTH-EASTERN LADOGA AREA)**

Abstract

A research of the buried lagoon-bar deposits associated with the Late Holocene transgression of Lake Ladoga found that the rate of water level rise was 2,3–2,9 mm per calendar year, and the lagoon-bar system was formed about 6,0 thousand years ago and remained almost immobile up to 4,0 thousand calendar years ago, after which the bar slightly shifted and was buried in the lagoon. The formation / destruction of the barrier system was controlled by the rate of rise of the water level, the amount of sediment, the ratio of the synchronous water level and depth of the back barrier lagoon, as well as the slopes of the Late Holocene paleorelief.

Keywords:

Ladoga transgression, palaeolimnology, lagoon-bar system, Late Holocene, geochronology.

Введение

Современный рельеф юго-восточного побережья Ладожского озера — низменная аккумулятивная равнина, на которую насыжены серии береговых валов — сформировался в позднем голоцене при трансгрессивно-ретрессивном перемещении береговой линии в ходе так называемой ладожской трансгрессии — ключевого палеогидрологического события в послеледниковой истории Ладоги. Эта трансгрессия началась около 5,0 тыс. ^{14}C -л. н., а 3,1–2,8 тыс. ^{14}C -л. н. уровень воды достиг максимальной высоты 14–15 м абсолютного (на 9–10 м выше современного) и снизился до отметок ниже 10 м абсолютного около 2,0 тыс. ^{14}C -л. н. (Saarnisto, Grönlund, 1996; Шитов, 2007; Saarnisto, 2012).

Одним из самых впечатляющих свидетельств максимального распространения позднеголоценового ладожского палеобассейна является главный береговой вал/бар высотой до 18 м абр., почти непрерывно прослеживающийся от урочища Калач на правом берегу р. Свири (рис. 1) более чем на 100 км в северо-западном направлении до г. Салми. С развитием этой крупной аккумулятивной формы около 3,1–2,75 тыс. ^{14}C -л. н. связано заполнение и отмирание одного из палеорусел р. Свири с образованием Лахтинского залива (Павловская, Потапович, 2016). Этот феномен был описан Ю. Айлио (Ailio, 1915), а стратотипические разрезы отложений ладожской трансгрессии в урочище Калач — крутом S-образном изгибе русла нижнего течения р. Свири — были изучены еще К. К. Марковым (Марков и др., 1934).



Рис. 1. Местоположение изученных разрезов:

К — урочище Калач;
Х — урочище Харевшина;
С — урочище Семеновшина

Fig. 1. Location of the studied sections:

K — Kalatch;
X — Harevshina;
C — Semenovshina

К настоящему времени весьма надежно обоснованы возраст максимума трансгрессии и хронология регressiveвой фазы (последние 3,1–2,8 тыс. ^{14}C -лет, см. Saarnisto, Grönlund, 1996; Шитов, 2007; Saarnisto, 2012), а хронология начальной стадии развития трансгрессии, закономерности строения и формирования трансгрессивных секвенций, а также связанных с ними современных и погребенных форм рельефа — береговых валов, баров, кос и лагун — остаются практически не изученными. До сих пор были неизвестны скорость формирования и продвижения этих форм в сторону берега и зависимость интенсивности указанных процессов от синхронного уровня воды. Вместе с тем именно позднеголоценовая динамика развития береговой зоны юго-восточного Приладожья, волновая переработка побережья и образование аккумулятивных береговых форм имели ключевое значение при формировании современных рельефа и ландшафтов района.

Материал и методика исследований

В ходе полевых работ 2018 г. научно-исследовательской практики по четвертичной геологии ИНОЗ СПбГУ на правом берегу р. Свирь, в урочище Калач (рис. 1), в непрерывных расчистках на протяжении 6 км были выявлены и прослежены погребенные (реликтовые) формы рельефа позднеголоценовой береговой зоны — береговые бары и сопряженные с ними лагуны, образующие трансгрессивную последовательность и связанные с развитием крупных аккумулятивных форм в начальный период ладожской трансгрессии.

Трансгрессивный характер этой секвенции доказывается закономерными сочетаниями на различных высотных отметках субаэральных образований (погребенные почвы, торфяники) и бассейновых отложений в различных фациях — эстуарных, лагунных, пляжевых, береговых валов и баров (рис. 2). Эта секвенция образовалась в ходе развития ладожской трансгрессии при продвижении в сторону суши, т. е. вверх по течению, позднеголоценовой береговой зоны с лагунно-баровой системой в условиях сочетания действия волн и гидравлических явлений на Ладожском озере, а также под влиянием течения р. Свирь. Принципиально важным в изученных разрезах является наличие сохранившихся погребенных почв, автохтонного торфа и гиттий забаровой лагуны. При этом уровень воды очень точно фиксируется кровлей отложений забаровой лагуны, перекрытых базальным горизонтом синхронного бара. Это позволяет реконструировать скорости подъема уровня воды и продвижения барьерной системы в разрезах, расположенных всего в нескольких километрах друг от друга, что обеспечивает условие отсутствия влияния новейших движений на высотные отметки трансгрессивных контактов.

По тонким веточкам из кровли лагунных гиттий, не имеющих признаков размыва, в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и мирового океана им. В. Кёппена СПбГУ были получены три радиоуглеродные датировки; еще шесть датировок по погребенным почвам, торфу и древесине из разрезов в урочище Калач и три по эстуарным отложениям выше г. Лодейное Поле, в урочищах Харевщина и Семеновщина (рис. 1), были получены ранее. Путем почти непрерывного прослеживания границ геологических тел в береговых обнажениях урочища Калач был получен сводный разрез отложений ладожской секвенции (рис. 2).

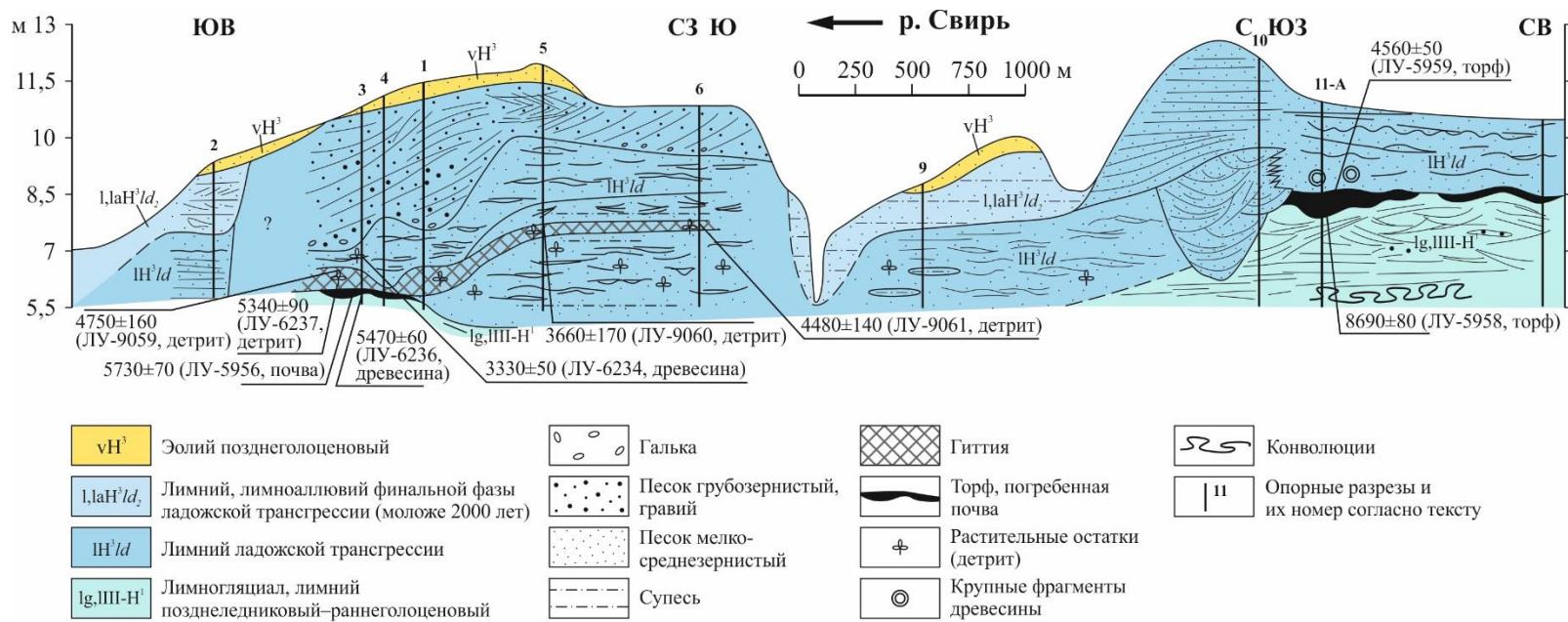


Рис. 2. Строение ладожской секвенции в разрезах на правом берегу р. Свирь, в урочище Калач

Fig. 2. The structure of the Ladoga sequence in the sections on the right Bank of the Svir River in Kalatch

На основе анализа спектрゾональных космических снимков с использованием топографических карт масштаба 1:25 000–1:50 000 и заверочными маршрутами была составлена схематическая карта четвертичных отложений нижнего течения р. Свирь в районе урочища Калач (рис. 3). Особенности современного рельефа главного берегового вала в вершине Лахтинского залива были уточнены поперечным нивелирным ходом длиной 600 м. Для расчета скорости подъема уровня воды в начальную стадию ладожской трансгрессии и продвижения древнего берегового бара использовались значения календарного возраста трансгрессивных контактов (рис. 4), полученные на основании калибровочной программы OxCal 4.2 (калибровочная кривая IntCal 13, C. B. Ramsey, <https://c14.arch.ox.ac.uk>).

Результаты и их обсуждение

Как видно на рис. 2, отложения ладожской секвенции залегают на размытой неровной поверхности позднеледниковых-раннеголоценовых (Ig, III-H¹) мелко-среднезернистых песков, кровля которых имеет высоту от 5,5–6,0 м абс. (рис. 2, разрезы № 1, 3, 4) до 8,0–8,5 м абс. (разрезы № 11, 11-А), погружаясь иногда ниже уреза воды р. Свирь (разрезы № 5, 6). В кровле этой древней бассейновой пачки на отметках 5,5–6,0 м абс. высоты развиты погребенные почвы, латерально переходящие в маломощные торфяники (разрезы № 1, 3, 4); гипсометрически выше на 8,0–8,5 м абс. распространены относительно мощные торфяники, развитие которых началось еще в раннем и продолжалось на протяжении всего среднего голоцена (рис. 2). Формирование этих субаэральных образований фиксирует продолжительную регрессивную фазу в развитии ладожского палеобассейна. В нижней по течению части урочища Калач (разрезы № 1, 3–6) субаэральные отложения перекрыты (снизу вверх, рис. 2) мелкозернистыми песками с прослойями алевритов и растительным детритом — эстuarными отложениями. Выше по разрезу эти пески сменяются лагунными гиттиями, которые, как правило, согласно перекрыты линзовидно- и волнистослоистыми среднезернистыми песками базального слоя баровых отложений. На них с резким несогласием залегают грубозернистые косослоистые пески с гравием и галькой, образование которых фиксирует продвижение крупных аккумулятивных форм (рис. 2). Высотные отметки кровли лагунных гиттий возрастают вверх по течению от 6,0–6,5 м абс. (разрезы № 1, 3, 4) до 8,2 м (разрезы № 5, 6). При этом в области распространения погребенных торфяников на высотах 8,0–8,5 м абс. высоты лагунные отложения отсутствуют.

Завершение субаэральной седиментации на отметках около 5,5–6,0 м абс. высоты и начало ладожской трансгрессии в урочище Калач (рис. 2) устанавливаются по радиоуглеродному возрасту кровли погребенной почвы — 5730 ± 70 (горизонт А₀, ЛУ-5956) и 5470 ± 60 лет (древесина из кровли, ЛУ-6236), а подъем уровня воды выше 6,0 м абс. высоты — по древесине из гиттий с возрастом 5340 ± 90 ^{14}C -лет (ЛУ-6237). Близкий радиоуглеродный возраст — 5130 ± 100 ^{14}C -л. н. (ЛУ-6394, древесина) — имеют эстuarные гиттии на высоте около 6,0 м абс. в разрезе Семеновщина выше г. Лодейное Поле (см. рис. 1).

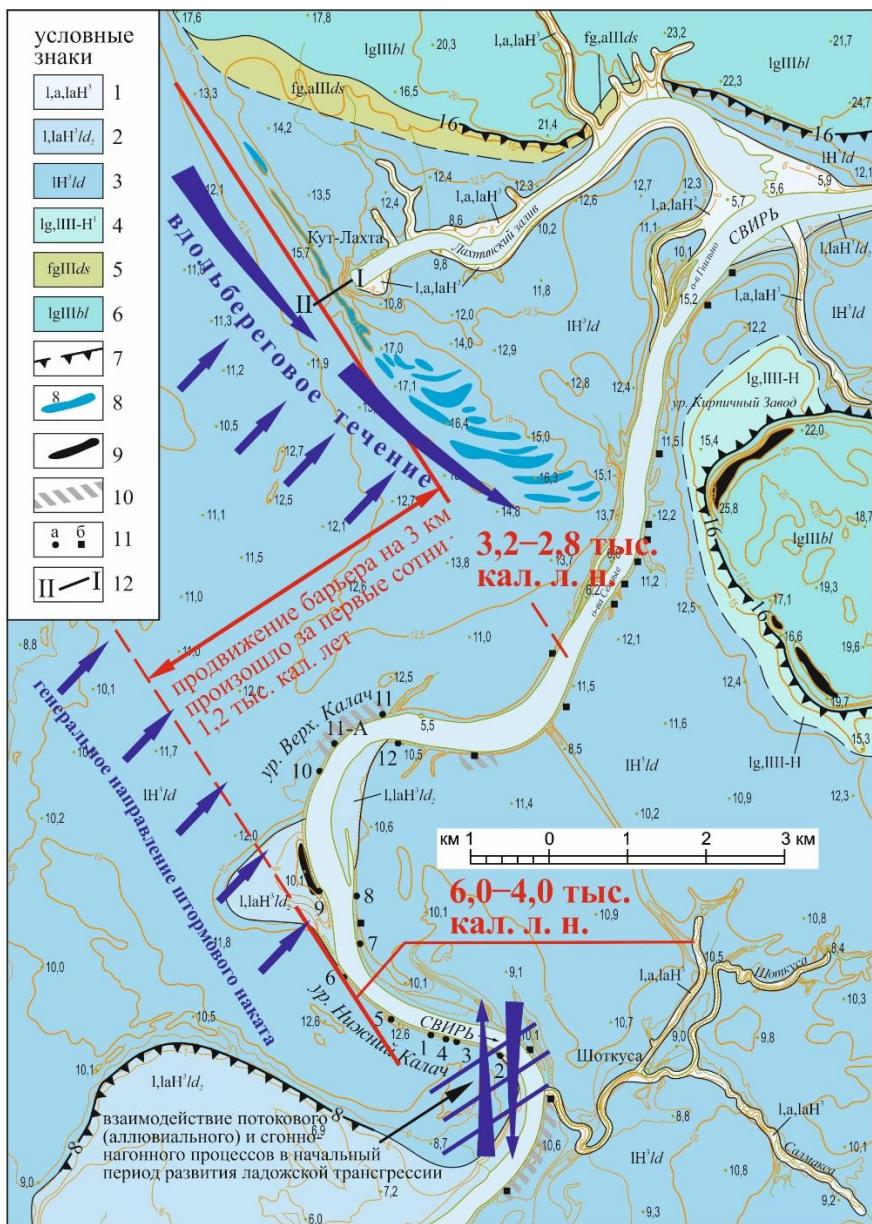


Рис. 3. Схематическая карта четвертичных отложений уроцища Калач, местоположение опорных разрезов и береговые образования ладожской трансгрессии

Fig. 3. Schematic map of Quaternary sediments of the Kalatch areat, location of the reference sections and coastal formation of the Ladoga transgression

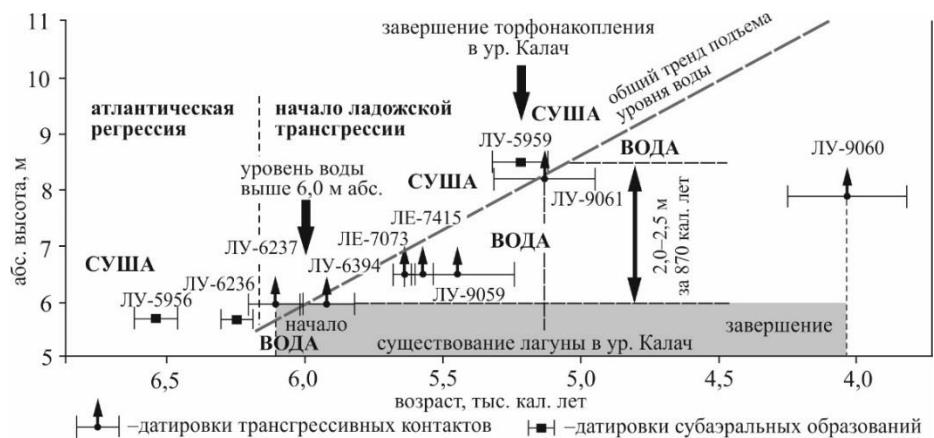


Рис. 4. Подъем уровня воды в начальный период ладожской трансгрессии
Fig. 4. The rise of the water level in the initial period of the Ladoga transgression

Подъем уровня воды выше 6,5 м абс. высоты около 4,8 тыс. ^{14}C -л. н. надежно фиксируется несколькими датировками: 4750 ± 160 л. н. (урочище Калач, детрит из кровли гиттии, ЛУ-9059), 4860 ± 25 л. н. (урочище Харевщина, древесина из гиттии, ЛЕ-7073) и 4800 ± 30 (урочище Семеновщина, древесина, ЛЕ-7415). Отметку 8,1 м абс. высоты уровень воды превышает 4480 ± 140 ^{14}C -л. н. (ЛУ-9061, урочище Калач, детрит в кровле гиттии); близкий возраст имеет и неглубоко абрэдированная кровля погребенного торфа в урочище Калач на высоте 8,5 м абс. — 4560 ± 50 ^{14}C -лет (ЛУ-5959). На высоте около 7,5–8,0 м абс. высоты по детриту из кровли гиттии в урочище Калач получена еще одна весьма молодая датировка — 3660 ± 170 ^{14}C -л. н. (ЛУ-9060), которая близка к возрасту древесины из подошвы базального слоя баровых песков оттуда — 3330 ± 50 ^{14}C -лет (ЛУ-6234, рис. 2). Это, очевидно, свидетельствует о близком возрасте финальной стадии существования лагуны на месте современного урочища Калач и начала продвижения крупных аккумулятивных форм незадолго до максимума трансгрессии.

Используя значения календарного возраста трансгрессивных контактов, рассчитаем скорость подъема уровня воды в начальную стадию ладожской трансгрессии. Как видно на рис. 4, трансгрессивный контакт на высоте около 6,0 м абс. имеет возраст около 6,0 тыс. кал. л. н., а на высоте 8,1 м абс. — 5,13 тыс. кал. лет. Отсюда следует, что подъем уровня воды в начальную стадию ладожской трансгрессии от 6,0 м абс. высоты на 2,0–2,5 м произошел за 870 календарных лет, что соответствует средней скорости 2,3–2,9 мм в календарный год.

Пока неизвестны какие-либо факты, противоречащие предположению о линейном ходе подъема уровня воды в отсутствие короткопериодических (порядка тысяч лет) изменений скоростей вертикальных движений в районе порога стока из Ладожского озера в период от 6,0 тыс. кал. лет назад до времени максимума трансгрессии около 3,4–2,8 тыс. кал. лет назад. Поэтому экстраполируем полученную скорость подъема уровня воды до времени максимума ладожской трансгрессии и рассмотрим развитие лагунно-баровой системы в урочище Калач на фоне модельных отметок уровня воды с момента ее зарождения до формирования главного берегового вала, выраженного в современном рельефе.

Как видно на рис. 5, зарождение лагунно-баровой системы произошло уже в самом начале ладожской трансгрессии около 6,0 тыс. кал. лет назад при уровне воды несколько выше 6,0 м абр. высоты (рис. 5, стадия **а**). В ходе дальнейшего развития трансгрессии надежно реконструируются стадия **б** (рис. 5) около 5,1 тыс. кал. л. н. при уровне воды выше 8,1 м абр. высоты и стадия **с** около 4 тыс. кал. л. н. при уровне воды около 11 м абр. высоты, когда лагуна в урочище Калач прекращает свое существование. Таким образом, оказывается, что на протяжении не менее 2,0 тыс. кал. лет и подъеме уровня воды не менее чем на 5 м происходило только накопление материала в предфронтальной зоне и увеличение размеров берегового бара, а сама аккумулятивная форма оставалась почти неподвижной.

Этот вывод подтверждается и геологическими данными: стационарное положение бара фиксируется по песчаным толщам с мощными однонаправленными косыми сериями, а его смещение — по новому стационарному положению на некотором расстоянии от начального положения. В нижней по течению р. Свирь части урочища Калач такие серии наблюдаются, а выше, вплоть до главного берегового вала, выраженного в современном рельефе в 3 км к северо-востоку, отсутствуют какие-либо геологические тела, отражающие рост барьера или его движение (рис. 2, 3).

Главный береговой вал ладожской трансгрессии, перекрывший палеорусло Свирь с образованием Лахтинского залива (рис. 3, стадия **д** на рис. 5) имеет, судя по нивелировкам авторов, основание и максимальную высоту гребня, равные соответственно 13,7–14,2 и 17,4 м абр. Эти высоты ниже, чем приведенные Ю. Айлио (1915) — соответственно 16,9 и 20,3 м, так как он, неверно, определил отметку уреза воды Лахтинского залива 7,13 м вместо 5,5 м абр. Высоты около 14 м абр. высоты согласуются с известными оценками максимального подъема уровня воды при ладожской трансгрессии (Шитов, 2007) и полностью соответствуют расчетным значениям высоты уровня воды в максимум трансгрессии около 3,4–2,8 тыс. кал. лет назад (рис. 5). Отсюда, учитывая некоторую погрешность в определения возраста максимума, следует, что с момента завершения существования лагуны в урочище Калач около 4,0 тыс. кал. лет назад до формирования главного берегового вала прошло не более 1200 календарных лет. В действительности, это произошло быстрее и, возможно, заняло всего первые сотни лет — если в качестве хронологических рамок принять нижнюю возрастную границу максимума в 3,4 тыс. кал. л. н. и возраст базального слоя баровых песков в урочище Калач, равный 3,56 тыс. кал. л. При этом оказывается, что именно последние 3 м подъема уровня воды (рис. 5) оказались решающими для завершения лагунной седиментации в урочище Калач и быстрого формирования главного берегового вала максимума ладожской трансгрессии в 3 км к северо-востоку (рис. 3).

Очевидно, что процесс формирования главного берегового вала происходил в сложных литодинамических условиях: перемещение осадочного материала происходило как за счет генерального направления штормового наката, так и за счет аллювиального (потокового) процесса при определяющей роли масштабного вдольберегового течения, о котором свидетельствует морфология главного вала — он является, по сути, косой (рис. 3). Тем не менее это не объясняет 2-тысячелетнюю неподвижность лагунно-баровой системы в урочище Калач и ее быстрое исчезновение при повышении уровня воды всего на 3 м без каких-либо следов продвижения в сторону древнего побережья.

При малой скорости подъема уровня воды и большом количестве рыхлого песчаного материала в береговой зоне происходит, как правило, формирование мощного бара, который очень медленно перемещается в сторону суши или находится в стабильном положении (Бадюкова, Каплин, 1999). Вероятно, это условие соблюдалось в начальную стадию ладожской трансгрессии и в урочище Калач в период 6,0–4,0 тыс. кал. лет назад формировалось крупное мало подвижное аккумулятивное тело. На протяжении этого времени скорость седиментации в забаровой лагуне не успевала компенсировать подъем уровня воды и глубина лагуны увеличивалась.

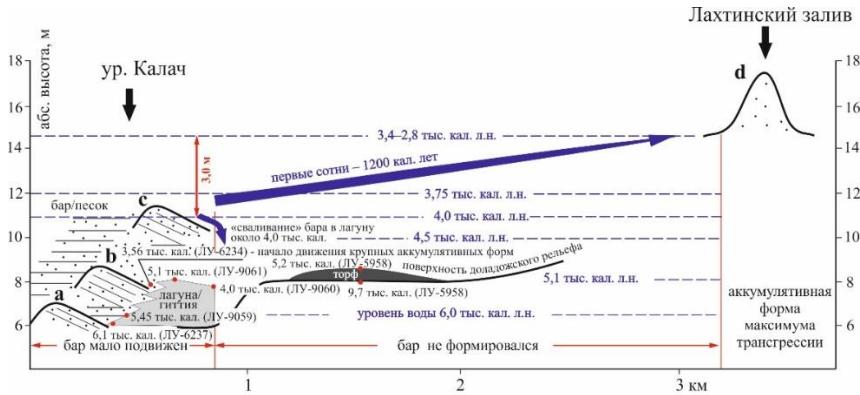


Рис. 5. Схема развития Свирской лагунно-баровой системы
Fig. 5. Scheme of development of the Svir lagoon-bar system

Около 4,0 тыс. кал. лет назад при уровне воды в 11 м абс. высоты и глубине лагуны не менее 3,0 м (разница между уровнем воды и максимальной отметкой кровли гиттий) бар испытал незначительное смещение на лагуну, из-за большой глубины которой произошло так называемое «сваливание» (Бадюкова, Каплин, 1999, с. 10) бара в лагуну и его захоронение. При этом уровень воды достиг около 12 м абс. высоты и волны штормового наката были уже не в состоянии воздействовать на донные осадки, что при значительной крутизне склона доладожского палеорельефа (рис. 2, разрез № 10) ко времени максимума ладожской трансгрессии новый бар сформировался уже не в урочище Калач, а в 3 км к северо-востоку (рис. 3, 5).

Выводы

Древняя лагунно-баровая система в районе урочища Калач образовалась в условиях медленного — со скоростью 2,3–2,9 мм в кал. год — подъема уровня воды в ходе развития позднеголоценовой ладожской трансгрессии. Это, наряду с большим количеством осадочного материала, накапливавшегося в предфронтальной зоне, обеспечило условия для стабильного, почти неподвижного положения бара на протяжении 2,0 тыс. кал. л. в период 6,0–4,0 тыс. кал. л. н., хотя уровень воды за это время поднялся на 5 м и достиг 11 м абс. высоты. Глубина забаровой лагуны к этому времени составляла не менее 3 м глубины, что при незначительном продвижении на нее бара около 4,0 тыс. кал. л. н. привело к его захоронению, а формирования нового бара там оказалось уже невозможным из-за значительной к этому времени глубины воды и особенностей доладожского рельефа.

Динамика древней береговой зоны в районе современного урочища Калач была очень тесно связана с развитием лагунно-баровой системы, причем формирование / разрушение барьерной системы контролировалось сложным сочетанием ряда факторов: скоростью подъема уровня воды, количеством наносов, соотношением синхронного уровня воды и глубины забаровой лагуны, т. е. скоростью лагунной седиментации, а также уклонами палеорельефа в основании трансгрессивной секвенции. Наглядные особенности строения Свирской лагунно-баровой системы и широкие возможности для разработки высокоточной хронологии ее развития позволяют использовать эту систему как модельную для реконструкции закономерностей формирования трансгрессивных секвенций и связанных с ними форм рельефа.

Полевые работы были проведены в ходе научно-исследовательской практики по четвертичной геологии ИНОЗ СПбГУ на УНБ «Свирская».

Литература

Бадюкова Е. Н., Каплин П. А. Береговые бары // Геоморфология. 1999. № 3. С. 3–13.

Марков К. К., Порецкий В. В., Шляпина Е. В. О колебаниях уровней Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1934. Т. IV (1). С. 71–129.

Павловская Е. А., Потапович А. А. Поздне- и послеледниковая история реки Свирь: отражение в георадарных образах // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России: мат-лы XXVII Молод. науч. школы-конф., посвящён. памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова (Апатиты. 3–7 октября 2016 г.). Апатиты, 2016. С. 190–194.

Шитов М. В. Голоценовые трансгрессии Ладожского озера: автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2007. 16 с.

Ailio J. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung // Bulletin de la commission géologique de Finlande. 1915. No. 45. Helsingfors, 159 p.

Saarnisto M. Late Holocene land uplift / neotectonics on the island of Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia // Quaternary International. 2012. Vol. 260. P. 143–152.

Saarnisto M. The late Weichselian and Flandrian History of the Saimaa Lake Complex // Societas Scientiarum Fennica. Commentationes Physico-Mathematicae. 1970. Vol. 37. P. 7–107.

Saarnisto M., Grönlund T. Shoreline displacement of Lake Ladoga — new data from Kilpolansaari // Hydrobiologia. 1996. Vol. 322. P. 205–215.

Сведения об авторах

Бобровникова Елизавета Михайловна
студентка, СПбГУ, lzbbrvnkv@gmail.com

Шитов Михаил Вячеславович
кандидат геолого-минералогических наук, доцент, СПбГУ, envigeo@yandex.ru

Bobrovnikova Elizaveta Mikhailovna
Student, Saint Petersburg State University, lzbbrvnkv@gmail.com

Sheetov Michael Vyacheslavovitch
PhD (Geology & Mineralogy), Associate Professor, Saint Petersburg State University, envigeo@yandex.ru

Е. Б. Борисова^{1,2}, А. А. Иванова², Е. В. Баданина¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ Li-F АМАЗОНИТОВЫХ ГРАНИТОВ ТУРГИНСКОГО МАССИВА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Аннотация

Тургинский массив представляет собой сложный интрузив, состоящий из двух комплексов пород: шахтаминский (158 млн лет) и кукульбейский (139 ± 2 млн лет). Ряд дифференциатов кукульбейского комплекса пород завершается образованием амазонитовых гранитов. Однако в сравнении с аналогичными редкометалльными интрузивами, достаточно широко распространенными на территории Забайкалья, отличительной особенностью амазонитовых гранитов Тургинского массива является их безрудность. Изучение типохимизма акцессорных минералов из трёх разновидностей гранитов кукульбейского комплекса позволит выявить особенности формирования гранитов массива и, возможно, объяснить причины отсутствия редкометалльного оруденения.

Ключевые слова:

амазонитовые пллюмазитовые Li-F граниты, Восточное Забайкалье, акцессорная минерализация, фториды и фторокарбонаты LREE, флюоцерит, бастнезит, алланит, группа пирохлора, группа самарскита.

Е. В. Borisova^{1,2}, А. А. Ivanova², Е. В. Badanina¹

¹ Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

COMPARISON OF THE TYPOCHEMISM OF ACCESSORY MINERALS FROM Li-F AMAZONITE GRANITES OF THE TURGINSKY MASSIF AND RARE-METAL GRANITES OF EASTERN TRANSBAIKALIA

Abstract

The Turginsky massif is a complex intrusion consisting of two rock complexes: Shakhtaminsky (158 Ma) and Kukulbey (139 ± 2 Ma). A number of differentiations of the Kukulbey complex of rocks ends with the formation of amazonite granites. However, in comparison with similar rare-metal intrusions, which are fairly widespread in the territory of Transbaikalia, a distinctive feature of the amazonite granites of the Turginsky massif is their barrenness. The study of the typochemism of accessory minerals from three varieties of granites of the Kukulbey complex will make it possible to identify the peculiarities of the formation of granite massifs and, possibly, explain the reasons for the absence of rare-metal mineralization.

Keywords:

amazonite peraluminous Li-F granites, Eastern Transbaikalia, accessory minerals, fluorides and fluorcarbonates of LREE, fluocerite, bastnaesite, allanite, pyrochlore group, samarskite group.

Введение

Целью нашего исследования было изучение типохимизма акцессорных минералов амазонитовых гранитов Тургинского массива, расположенного в Восточном Забайкалье. Как известно, в Восточном Забайкалье находятся многочисленные месторождения Ta, Li, Sn, W, обычно связанные с массивами редкометалльных Li-F амазонитовых гранитов — Орловский, Этыкинский, Ачиканский. В отличие от этих рудоносных объектов в породах Тургинского

массива отмечается очень низкая концентрация редких металлов, что обуславливает интерес к данному объекту. Полученные результаты позволили выявить некоторые особенности условий образования гранитов Тургинского массива и сравнить их с особенностями известных рудоносных объектов.

Тургинский массив сложен породами двух интрузивных комплексов: шахтаминского монцодиорит-гранодиорит-гранитового ($159,2 \pm 3,7$ млн лет) и кукульбейского гранит-лейкогранитового ($133,8 \pm 1,2$ млн лет). Редкометалльное оруденение, как правило, связано с породами кукульбейского комплекса, представляющими собой ряд дифференциатов, завершающийся формированием Li-F гранитов. В составе этого комплекса Тургинского массива выделяют крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты (Бт); среднезернистые граниты с Li-биотитом и с гороховидным морионоподобным кварцем (Li-Бт); мелкозернистые амазонитовые граниты со слюдами циннвальдитового состава (Амз).

Методы

Акцессорные минералы размером до 300 мкм были выделены из трёх типов гранитов. Морфология минералов была описана при помощи оптического микроскопа Leica DM4500P, состав изучен методом сканирующей электронной микроскопии в Научно-исследовательском парке СПбГУ «Геомодель» с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N.

Результаты

По составу акцессорных минералов три разновидности гранитов кукульбейского комплекса четко различаются. Бт граниты характеризуются типичным для плюмазитовых гранитов набором акцессорных минералов — циркон, гранат, монацит, фторапатит, ильменит, рутил. В Li-Бт гранитах возрастает минеральное разнообразие — Fe-гранат, циркон, монацит, ксенотим, флюорит, флюоцерит, алланит, бастнезит, паризит, торит, Fe-колумбит, рутил, ильменит. В Амз гранитах — циркон, флюорит (Y), монацит, ксенотим, торит, Fe-колумбит, минералы группы пирохлора, кассiterит.

Циркон Тургинского массива отличается от рудоносных объектов уменьшением содержания Hf и увеличением содержания Th, U, REE, Y, Ti в примесном составе в рядах дифференциатов (Иванова и др., 2018). Помимо этого, циркон из Li-Бт гранитов характеризуется коленчатым двойникованием и контрастно отличающимися зонами роста, что в совокупности говорит о значительном повышении температур кристаллизации и щелочности расплава на данном этапе. На диаграмме Е. Пеллтера (Pelleter et al., 2007), где выделены поля магматического и гидротермального циркона на основе Ce / Ce^* — $(\text{Sm} / \text{La})\text{N}$ отношений, точки, отвечающие составу циркона из Тургинского массива, занимают промежуточное положение между полями циркона магматического и гидротермального происхождения (Иванова и др., 2018).

Во всех типах гранитов распространен монацит, ксенотим встречается преимущественно в виде включений. Монацит из Бт гранитов имеет максимальную концентрацию Th для этого массива (до 22,82 мас. %). В монаците из Li-Бт возрастающую роль играет LREE, монацит из Амз гранитов имеет высокое содержание REE и Y. Этот факт необычен, так как для монацитов из массивов редкометалльных гранитов наблюдается обратная тенденция (Förster, 1998; Борисова и др., 2018).

В Тургинском массиве минералы группы колумбита-танталита представлены только ферроколумбитом $Fe^{2+}Nb_2O_6$ с очень низким содержанием Mn и Ta. В отличие от известных рудоносных массивов региона колумбиты Тургинского массива не обнаруживают значимой эволюции химического состава. В то же время в дифференциатах рудоносных Орловского и Этыкинского массивов для колумбита-танталита установлены тренды эволюции, выражющиеся в существенном возрастании содержания марганца, а затем tantalа (Поваренных, 2008).

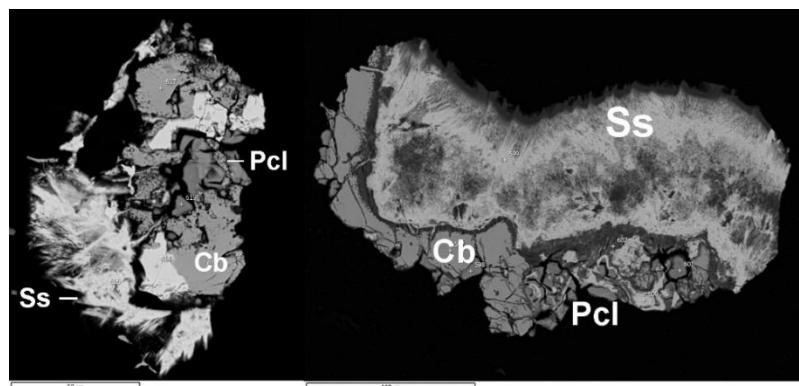


Рис. 1. Минералы групп пирохлора и самарскита (ishikawaite?) из Амаз гранитов:
Cb — ферроколумбит; Plc — пирохлор; Ss — минерал группы самарскита

Fig. 1. Pyrochlore and samarskite groups minerals from amazonite granites:
Cb — ferrocolumbite; Plc — pyrochlore; Ss — samarskite group mineral

В Li-Бт и Амаз гранитах обнаружены замещающие колумбит фазы Y, REE, U, Th, Nb, Ta состава (рис. 1). Основываясь на методе идентификации (Y, REE, U, Th) — (Nb, Ta, Ti) оксидов по каноническим переменным составам (Ercit, 2005), нами установлено присутствие минералов из группы пирохлора (пирохлор $(NaCa)_2Nb_2O_6(OH, F)$) и группы самарскита (возможно, ишикаваит $UFeNb_2O_8$) в Li-Бт и Амаз гранитах (рис. 1). При этом в рудоносных объектах (Этыка, Орловка) минералы группы пирохлора представлены микролитом, в Тургинском массиве присутствует только пирохлор.

Впервые для подобных объектов Восточного Забайкалья в Li-Бт гранитах были обнаружены редкие фториды, алюмосиликаты и фторидокарбонаты LREE: фторид редкоземельных элементов — флюоцерит $(La,Ce)F_3$, силикат LREE — алланит $(Ca,Ce,La)_2(Al, Fe)_3(SiO_4)_3(OH)$, а также фторидо-карбонаты — паризит $(Ce) Ca(Ce,La)_2(CO_3)_3F_2$ и бастнезит $(Ce,La,Y)CO_3F$.

Флюоцерит встречается преимущественно в Li-Бт гранитах, но также в малом количестве присутствует в Амаз гранитах завершающей фазы. Имеет различные формы выделения, присутствует как в виде призматических кристаллов с гранями гексагональной бипирамиды, так и в срастаниях с бастнезитом, кварцем, ильменитом, рутилом (рис. 2, *a, b*). Согласно исследованиям амазонитовых гранитов Северного Тянь-Шаня (Фельдман, 1973), наличие флюоцерита в гранитоидах свидетельствует о повышенной щелочности в пределах плумазитового петрохимического типа (рис. 2, *c*).

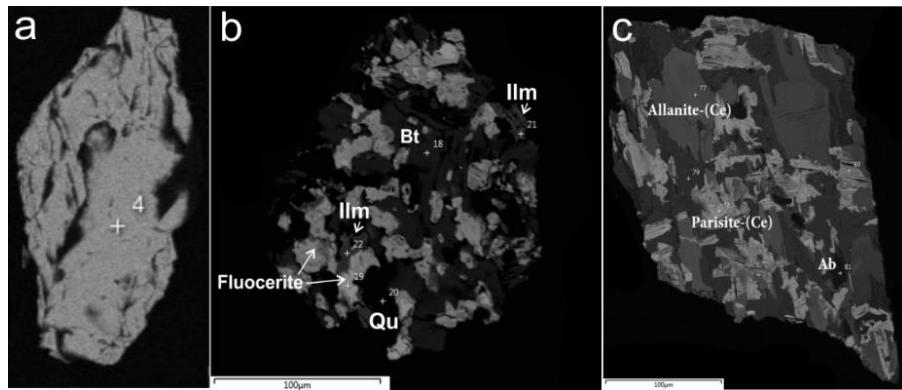


Рис. 2. Кристалл флюоцерита (a); срастание флюоцерита, биотита (Bt), кварца (Qu) и ильменита (Ilm) (b); замещение алланита паризитом (c)

Fig. 2. Fluocerite crystal (a); accretion of fluocerite, biotite, quartz and ilmenite (b); replacement of allanite with parasite (c)

Были оценены температуры образования пород по различным геотермометрам: 1) по уровню концентрации Ti в цирконе «Ti-in-Zircon» (Ferry et al., 2006); 2) по зависимости морфологии циркона от температуры (Pupin, 1980); 3) по степени насыщения силикатного расплава Zr (Watson, Harrison, 1983); 4) по коэффициенту распределения Gd в сосуществующем монаците и ксенотите (Gratz, Henrich, 1998). Для Бт гранитов расчетные температуры варьируют в диапазоне от 800 до 600 °C, для Li-Бт гранитов — от 1540 до 820 °C, для Амаз гранитов — от 700 до 800 °C. Парадоксальным является факт высокой температуры кристаллизации Li-Бт гранитов.

Выводы

Для Li-Бт гранитов наблюдается изменение геохимической специализации с появлением специфического набора редких минералов, отражающих обогащение системы LREE, U, Th и F. Главная роль принадлежит фторидам и фторкарбонатным минералам: фторид редкоземельных элементов — флюоцерит $(La,Ce)F_3$, силикат LREE — алланит $(Ca,Ce,La)_2(Al,Fe)_3(SiO_4)_3(OH)$, а также фторидокарбонаты — паризит-(Ce) $Ca(Ce,La)_2(CO_3)_3F_2$ и бастнезит $(Ce,La,Y)CO_3F$, которые характерны для агпайтового типа пород.

Таким образом, по геохимическим особенностям, составу акцессорных минералов и температурному режиму образования пород граниты Тургинского массива резко отличаются от редкометалльных Li-F амазонитовых гранитов Восточного Забайкалья.

Литература

Борисова Е. Б., Иванова А. А., Баданина Е. В. Акцессорные минералы Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье // Новое познание процессов рудообразования: VIII Российская молодёжная научно-практическая школа (Москва, 26–30 ноября 2018 г.). М., 2018. С. 68–73.

Иванова А. А., Сырицо Л. Ф. Геохимические предпосылки безрудности Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье // Вопросы естествознания. 2018. № 3 (17). С. 64–70.

Иванова А. А., Сырицо Л. Ф., Баданина Е. В., Сагитова А. М. Циркон полиформационного Тургинского массива с амазонитовыми гранитами (Восточное Забайкалье) и его петрогенетическое значение // Записки Российской минералогического общества. 2018. Ч. CXLVII, № 6. С. 1–21.

Поваренных М. Ю. Типоморфизм минералов группы колумбита-танталита из редкометалльных танталоносных амазонит-альбитовых гранитов // Новые данные о минералах. М., 2008. Вып. 43. С. 37–44.

Фельдман Л. Г., Сурков Б. К., Столярова Т. И. Флюоцерит из редкометалльных гранитов Северного Тянь-Шаня и некоторые данные к генетической минералогии фторидов редкоземельных элементов // Труды минералогического музея им. А. Е. Ферсмана. 1973. Вып. 22. С. 143–157.

Ercit T. S. Identification and alteration trends of granitic-pegmatite-hosted (Y, REE, U, Th) — (Nb, Ta, Ti) oxide minerals: a statistical approach // The Canadian Mineralogist. 2005. Vol. 43. P. 1291–1303.

Ferry J. M., Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 151. P. 413–433.

Förster H.-J. The chemical composition of REE-Y-Th-U rich accessory minerals from peraluminous granites of the Erzgebierge-Fichtelgebirge region, Germany. Part I: The monazite (Ce) — barbantite solid solution series // American Mineralogist. 1998. Vol. 83. P. 259–272.

Gratz R., Henrich W. Monazite-xenotime thermometry. Experimental calibration of the partitioning of gadolinium between monazite and xenotime // Mineral. 1998. Vol. 10. P. 579–588.

Pupin J. P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207–220.

Watson E.B. Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crystal magma types // Earth Planet Sci. Lett. 1983. Vol. 64. P. 295–304.

Сведения об авторах

Борисова Евгения Борисовна

инженер, ИГГД РАН; бакалавр, студентка-магистрант, СПбГУ,
jenyaborisova98@gmail.com

Иванова Анна Александровна

инженер, ИГГД РАН

Баданина Елена Васильевна

доцент кафедры геохими, СПбГУ

Borisova Evgeniya Borisovna

Engineer, IPGG RAS; Bachelor, Magistracy Student, SPbSU

Ivanova Anna Alexandrovna

Engineer, IPGG RAS

Badanina Elena Vasilyevna

Associate Professor, Department of Geochemistry, SPbSU

А. А. Вашков, О. Ю. Носова

Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

ДИНАМИКА ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА НА ЮГО-ЗАПАДЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Аннотация

Исследован комплекс краевых образований на юго-западе Кольского полуострова в районе п. Умба — н. п. Моеево. В результате определения структурно-текстурных особенностей ледниковых и водно-ледниковых аккумуляций установлено значительное гляциотектоническое изменение рыхлых пород, что связано со значительным сжатием отложений движущимся ледником в краевой зоне. Исследования тиллов и гляциодислокаций позволили установить направление движения ледника. Восточнее п-ова Турий он продвигался на восток и северо-восток, в районе п. Умба движение ледника имело преимущественно южное и юго-восточное направление.

Ключевые слова:

тилл, флювиогляциальные отложения, краевые образования, моренная гряда, гляциодислокации, ледниковый поток.

A. A. Vashkov, O. Yu. Nosova

Geological Institute of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

DYNAMICS OF THE LAST ICE COVER ON THE SOUTH-WEST OF THE KOLA PENINSULA

Abstract

Marginal glacial deposits were studied on the south-west of the Kola Peninsula in the area of the Umbo — Moseevo Villages. Strucrural and textural features of glacial and fluvioglacial sediments allowed to identify a significant glaciotectonic change of loose deposits. This change was related to intense compression of deposits by moving ice in marginal zone. Study of tills and glaciodislocations permitted to determine ice movement direction. On the east of the Turiy Peninsula the ice moved east- and north-eastwards and near the Umbo Village predominately south- and south-eastwards.

Keywords:

till, fluvioglacial deposits, marginal formations, moraine ridge, glaciodislocations, ice stream.

Введение

Одной из актуальных задач изучения палеогеографических обстановок четвертичного периода на территории Кольского полуострова является установление динамики последнего ледникового покрова. В настоящий момент большинством исследователей установлено, что в позднем валдае на территорию Кольского региона проникал Скандинавский покровный ледник (Stroeven et al., 2016; Kolka et al., 2008; Семенова, 2004). Ледораздельная зона устанавливается по линии Главный хребет — Хибинский массив — Ловозерский массив, севернее её продвигался Баренцевоморской, а южнее Беломорский ледниковый поток (Евзеров, Николаева, 2000; Государственная..., 2012). Более подробное разделение ледниковых потоков на лопасти встречается только в отдельных работах (Колька, 1998). Изучению динамики последнего ледникового покрова в пределах краевых зон посвящен ряд работ (Евзеров, Николаева, 2000), однако вопрос о возрасте и механизме формирования отдельных фрагментов

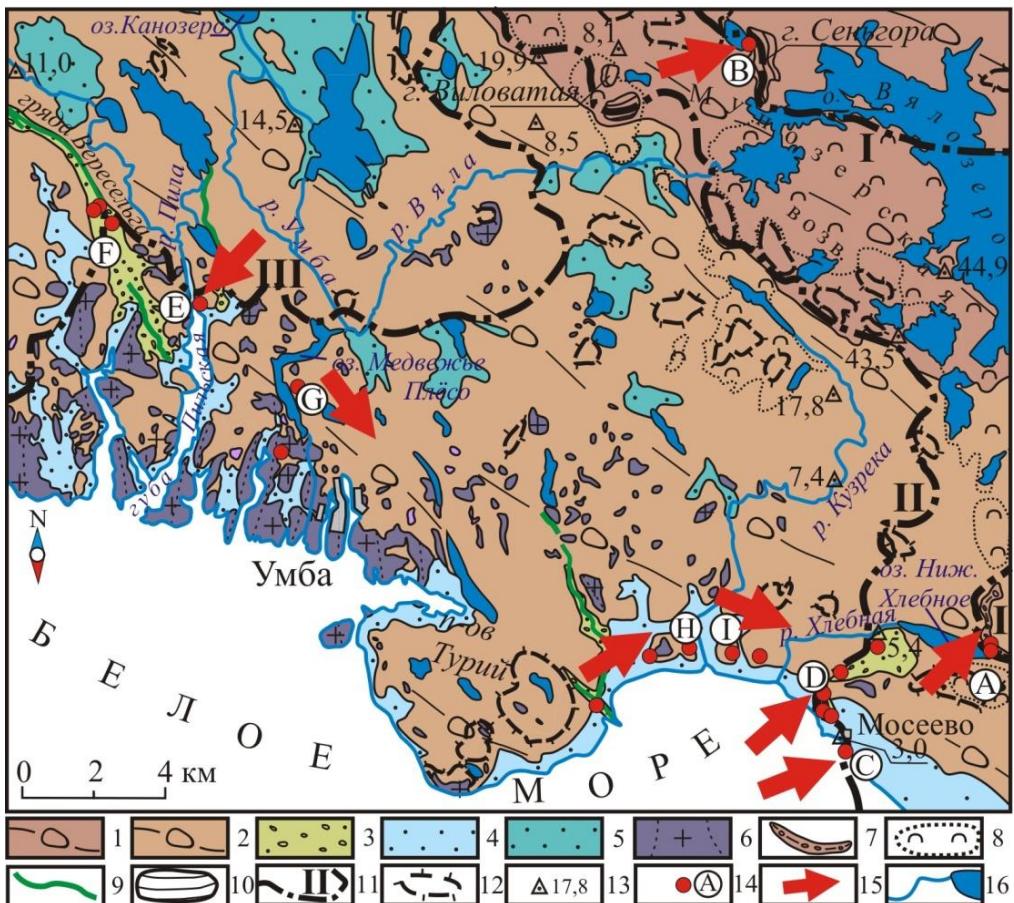
(в частности, Терских Кейв) до настоящего времени является дискуссионным (Hättestrand et al., 2007; Lunkka et al., 2018).

Методика исследований

В ходе исследования геологическими методами было изучено 18 искусственных обнажений: карьеры, расчистки на склонах гряд, шурфы. Проводилось подробное изучение структурно-текстурных особенностей ледниковых и водно-ледниковых осадков. Детальное исследование гляциоструктур с целью подтверждения их генезиса и определения направлений нагнетания обломочного материала ледником производилось с помощью структурного метода, который заключался в массовых замерах плоскостных (плоскости сланцеватости, границы слоистости) и линейных (длинные оси галек и валунов) элементов тиллов в разных частях геологического разреза. Петрографический метод применялся с целью изучения вещественного состава крупнообломочного материала тиллов различного генезиса и выявления особенностей петрографического состава конечно-моренных образований. Последующее прослеживание коренных источников этих пород также учитывалось при восстановлении динамики последнего ледника. Геоморфологические методы заключались в сопоставлении геологических данных с формами рельефа. Производилось морфометрическое исследование современного рельефа.

Результаты

Краевые образования в районе исследования развиты на трех участках — в районе д. Мосеево и оз. Нижнее Хлебное (полосы I и II на рис.) и севернее п. Умба (полоса III на рис.). Ледниковые отложения полосы краевых образований I были изучены на небольшом участке в районе оз. Нижнее Хлебное (пункт А, рис.). Здесь они представлены двумя генерациями ледниковых осадков. Первую группу составляют базальные тиллы с характерной тонкой сланцеватостью, которые строят крупные моренные гряды-увалы. Анализ ориентировки сланцеватости тилла указывает на общее однородное падение гляциоструктур в юго-западном направлении, падение линейных элементов в целом подтверждает это направление. Вторую группу составляют базальные тиллы небольших моренных гряд, которые залегают в виде обособленных гляциочешуй толщиной 5–15 м. Чешуйчатое строение тиллов подтверждается однонаправленным (южные и юго-западные румбы) и крутым (30–35°) падением сланцеватости и слоистости. Краевые образования полосы I прослеживаются в современном рельефе восточнее района работ, в сторону оз. Верхнее Хлебное, и далее к д. Варзуга. Они представляют собой западный сегмент краевых образований, называемых Терскими Кейвами. В районе исследований субширотная полоса краевых образований меняет свое направление и далее прослеживается на север, к восточному берегу оз. Вялозеро, и далее в район крупного чешуйчато-надвигового массива г. Сенъгора в пределах Мунозерской возвышенности (пункт В, рис.) (Колька, 1998).



Гляциоморфологическая схема района. Участки развития:

Гляциоморфологическая схема района. Участки развития:
1 — напорных и складчатых тиллов островной возвышенности; 2 — базальных тиллов моренной равнины; 3 — флювиогляциальных отложений; 4 — морских отложений; 5 — лимногляциальных отложений; 6 — коренных пород;

7 — напорные конечно-моренные гряды; 8 — грядово-колышевой

— напорные конечно-моренные гряды; 8 — Грядово-кольцевой аккумулятивный рельеф; 9 — озовые гряды; 10 — чешуйчатые гляциодислокации; 11 — зоны развития краевых образований;

12 — выраженные в рельефе выступы кристаллического фундамента;

13 — скважины и значение мощности четвертичных отложений в них;

14 — пункты наблюдения и их номера; 15 — направления давления активного ледника; 16 — реки и озера

Glaciomorphological scheme of the study area. Areas of development of:

1 — push- and folded tills of island upland; 2 — basal tills of moraine plain;

3 — fluvioglacial deposits; 4 — marine deposits; 5 — limnoglacial deposits;

6 — bedrocks; 7 — push end-moraine ridges; 8 — ridge-ring accumulative relief;

— searocks; 7 — push end moraine ridges; 8 — Huge ring accumulative ridges; 9 — esker ridges; 10 — squamous glacioidislocations; 11 — zones of marginal glacia-

10 — talus slopes, 10 — screeous glaciogenic locations, 11 — zones of marginal glacial deposits; 12 — bedrock ledges expressed in relief; 13 — boreholes and values of quaternary deposits thickness in them; 14 — observation points and their numbers;

15—active ice push directions; 16—rivers and lakes

Краевые образования полосы II были исследованы в районе д. Мосеево. Здесь они представлены в виде двух фрагментов моренной гряды высотой 5–15 м. Один из фрагментов гряды находится непосредственно на берегу Белого моря, в 0,7 км юго-восточнее д. Мосеево (пункт С, рис.). Ведущую роль в строении гряды играет толща базального тилла, представленного разнозернистыми глинистыми серо-коричневыми песками, грубыми, с гравием, галькой и валунами. Базальному тиллу характерна сланцеватая текстура в виде тонких отдельностей толщиной 0,2–0,5 см с тонкими прослойками песка светло-серого (Семенова, 2004). Падение сланцеватости по всей толще тилла установлено в юго-западном направлении. Ориентировка линейных элементов базального тилла свидетельствует о переносе обломочного материала ледником путем качения, в том числе и за счёт дополнительных поперечных напряжений в краевой зоне оледенения.

Второй фрагмент конечно-моренных образований полосы II изучен нами в разрезах гряды в 4 км северо-западнее д. Мосеево, у автомобильной дороги Умба — Варзуга (пункт D, рис.). Здесь в строении гряды участвуют аккумуляции аблационного тилла мощностью от 2 до 6 м, флювио- и лимногляциальные аккумуляции мощностью до 1,2 м и толща базального и складчатого тилла, мощностью более 3,5 м. Складчатый тилл представлен крупной лежачей складкой волочения, в состав которой включены пески и песчано-гравийные смеси красновато-коричневого цвета морского генезиса. Анализ падения осевой плоскости складки, плоскостных и линейных элементов в базальном тилле указывают на движение активного ледника с юго-запада на северо-восток (Носова, Вашков, 2019).

Краевые образования полосы III развиты к северо-западу и северу от п. Умба. Они установлены по участкам развития холмистого и реже грядового моренного рельефа, а также по положению флювиогляциальных дельт на дистальных окончаниях радиальных озовых гряд. К северо-востоку от п. Умба полоса краевых образований разворачивается на северо-северо-запад и далее прослеживается в виде цепи гряд и грядово-холмистого рельефа вдоль западного склона Мунозерской возвышенности. Строение ледниковых аккумуляций краевой зоны указывает на преобладание в строении деформированных тиллов и водно-ледниковых осадков. Так, в разрезе у р. Пила (пункт Е на рис.) базальные тиллы вовлечены в состав гляциоскладки вместе с подстилающими флювиогляциальными породами (Евзеров, Кошечкин, 1980). Структурное исследование падения слоистости и сланцеватости в базальном тилле указывает на перемещение ледникового материала по азимуту 25–205 °. В нижней части разреза выявлено переслаивание песков мелкозернистых, песчано-гравийных смесей и гравийно-галечных смесей с небольшими валунами, хорошо промытых и сортированных. Эти осадки смяты в крупную перевернутую складку, а в северо-восточной части разреза — в веерообразные складки с пережатым ядром. Падение крыльев этих складок установлено по азимуту 20–40 ° под углами 28–72 °.

Участки между полосами краевых образований, не занятые флювио- и лимногляциальными аккумуляциями, представляют собой всхолмленную моренную равнину. Базальные тиллы моренной равнины имеют мощность от 0,5–1 до 3–7 м, состоят из песков разнозернистых, с гравием, галькой, валунами и характерной зеленовато-серой окраской, обладают сланцеватой текстурой с тонкими линзами песков мелкозернистых (Семенова, 2004). Характерное

строение толщи базальных тиллов установлено в разрезе в 4 км севернее п. Умба (пункт G на рис.). Базальный тилл залегает с поверхности, имеет мощность до 2,2 м и представлен песком серым с зеленоватым оттенком, разнозернистым, преимущественно мелкозернистым, с гравием, галькой, валунами (до 2 м в диаметре). Песок имеет сланцеватую текстуру и содержит большое число линз толщиной 1–3 см песка желто-серого, мелко-тонкозернистого. Сланцеватость и линзы образуют выраженный рисунок течения, огибая валуны и крупные гальки. Структурный анализ сланцеватости и слоистости песков, а также падения длинных осей галек и валунов указывает на перемещение материала по азимуту 110–290°. Ниже залегают переслаивания песка светло-серого, тонкозернистого, сортированного, с песками и алевритами темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Пачка песчано-алевритовых отложений дислоцирована, разбита на блоки, залегающие несогласно. Породы в каждом из блоков смяты в лежачие и запрокинутые складки волочения, флексуры, инъективные формы. Блоки разделены в разрезе тремя плоскостями контакта. Их падение установлено по азимутам 72–113° и под углами 14–86°. У границы слоев 1 и 2 отмечается смена направления простирации этих плоскостей, которые здесь принимают ориентировку согласно направлению границы двух слоев и текстур течения в базальном тилле.

В юго-восточной части моренной равнины (пункты H, I на рис.) повсеместно установлены базальные тиллы, залегающие непосредственно на породах кристаллического фундамента. Анализ ориентировки плоскостных элементов сланцеватости указывает на перемещение ледникового материала преимущественно с запада на восток. Сложный характер распределения максимумов линейных элементов галек и валунов в тиллах подтверждает продвижение ледника по расчлененной поверхности ледникового ложа, построенной кристаллическими породами.

Базальный тилл краевых образований характеризуется преобладанием в составе галечных фракций групп пород кристаллического фундамента, принесенных для полос I и II с запада, северо-запада и принесенных с северо-запада и севера для полосы III (пункты A–E, табл.).

Различия в составе абляционных и базальных тиллов выявлены в краевых образованиях полосы II (Носова, Вашков, 2019), где в абляционном тилле большая доля местных пород, источники которых удалены от гряды на расстояние 2–10 км. В петрографическом составе тиллов разных фаций в пределах моренной равнины такие различия не наблюдаются (пункты G, H, табл.).

Петрографический состав галечной фракции (1–10 см) тиллов краевых образований и моренной равнины в районе исследований, %
 Petrographic composition of pebble fraction (1–10 cm) of tills of marginal glacial deposits and moraine plain in the study area, %

Группы пород	Тиллы и пункты опробования (положение на рис.)									
	базальный				абляционный	базальный, в складке	базальный		абляционный	
	верхняя часть гляциоскладки	гляциональный	с зоной ассимиляции	в складке с зоной ассимиляции			G	H		
	A	A	B	C	D	C	E	G	H	H
1	—	0,3	—	27,1	1,1	67,5	68,5	—	—	0,2
2	38,5	30,4	39,6	21,3	41,0	11,5	4,3	52,3	43,8	44,2
3	—	—	8,8	—	—	—	0,1	—	—	1,1
4	13,3	16,6	0,5	6,3	3,9	1,6	2,0	3,4	6,5	2,8
5	9,2	9,8	—	15,7	10,4	2,8	8,8	—	—	2,7
6	8,3	7,6	11,9	9,7	17,4	3,8	3,3	11,8	17,9	18,0
7	10,1	8,2	5,9	2,4	3,0	2,0	3,3	—	2,9	2,0
8	—	0,3	2,0	0,7	0,6	0,3	0,1	2,6	5,3	2,2
9	4,6	8,4	14,4	9,0	9,8	2,6	2,0	14,7	16,8	11,3
10	8,5	9,2	8,1	3,4	7,4	2,5	0,8	9,8	3,8	5,6
11	3,5	1,4	4,1	1,0	1,3	1,2	0,3	1,4	1,5	3,7
12	2,0	3,3	1,1	0,5	1,1	0,7	0,7	—	—	1,7
13	0,7	1,4	2,3	1,7	1,1	2,1	0,5	—	0,3	0,9
14	0,4	0,5	0,7	0,5	0,2	0,2	1,3	0,6	1,2	0,4
15	—	0,3	0,2	0,5	0,2	0,6	0,6	—	—	1,2
16	—	0,5	—	0,2	—	0,1	0,3	3,4	—	0,2
17	0,7	1,4	—	—	1,3	0,4	2,6	—	—	1,3
18	0,2	0,4	0,4	—	0,2	0,1	0,5	—	—	0,7
										0,8

Примечание. Группы пород: 1 — песчаники красноцветные, редко гравелиты и алевролиты; 2 — гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, редко с гранатом, сланцы, диорито-гнейсы, плагиогранитогнейсы; 3 — сланцы биотит-мусковитовые; 4 — гнейсы биотитовые глиноземистые (с силлиманитом и/или кордиеритом, с гранатом и редко с кианитом); 5 — граниты розовые порфировидные; 6 — граниты розовые плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые среднезернистые; 7 — серые граниты (плагиограниты); 8 — граниты розовые средне-, мелкозернистые с амфиболом (щелочные); 9 — амфиболиты роговообманковые, в том числе с гранатом и клинопироксеном; 10 — плагиосланцы с гранатом, пироксеном, амфиболом (метагаббр-анортозиты милонитизированные и гранулиты); 11 — габброиды, пироксениты и перидотиты свежие, а также с реликтами минералов и/или структур; 12 — породы вулканогенно-осадочных толщ пояса Имандра — Варзуга; 13 — нефелиновые сиениты Хибинского и Ловозёрского массивов; 14 — жильные щелочные породы, лампрофиры и др.; 15 — фойдолиты; 16 — фенитизированные породы; 17 — полевые шпаты; 18 — кварц.

Обсуждение и выводы

Анализ геологических и структурных данных в районе работ позволил установить особенности динамики ледникового покрова. Во время формирования полосы I активный ледник наиболее активно продвигался в юго-восточном направлении, в депрессии Белого моря (Hättestrand et al., 2007; Евзеров, Николаева, 2000; Государственная..., 2012). На периферии этого потока происходило выдавливание насыщенного дебрисом льда в северо-восточном направлении, формировалась полоса I конечно-моренных гряд у оз. Нижнее Хлебное. После формирования основной дуги конечно-моренных формирований произошло повторное выдавливание пластин моренонасыщенного льда. В результате этого процесса сформировались небольшие гряды на юго-западном обрамлении конечно-моренной гряды. Динамика ледника во время формирования полосы II в целом сходна с предыдущей фазой генерации краевых образований. Падение гляциоструктур конечно-моренных гряд у д. Моеево указывает на давление активного льда на северо-восток, на периферию ледникового потока в депрессии Белого моря. Анализ падения гляциоструктур моренной равнины указывает на течение льда восточнее полуострова Турий преимущественно в восточном направлении, а в районе п. Умба ледник продвигался на юг и юго-восток. На следующем этапе деградации последнего ледника краевая зона в районе работ переместилась на рубеж севернее п. Умба, давление активного ледника на фронт полосы III краевых образований производилось в направлениях южных румбов.

Рассмотренные выше направления давления ледника подтверждаются петрографическим составом базальных и аблационных тиллов краевых моренных гряд и мореной равнины. Так, основные источники крупных обломков в тиллах в районе п. Умба расположены севернее и северо-восточнее ледниковых аккумуляций. Для краевых образований в районе д. Моеево — оз. Нижнее Хлебное и Мунозерской возвышенности источники сноса материала расположены северо-западнее, западнее и юго-западнее. Полученная информация имеет важное палеогеографическое значение. Благодаря новым данным о динамике последнего ледникового покрова установлен сложный ход дегляциации территории, которая имела здесь черты ареальной (депрессия Белого моря) и фронтальной (юго-западный склон Мунозерской возвышенности). Практическое значение проведенного исследования заключается в установлении поисковых критериев прогнозирования залежей минерально-строительного сырья в регионе.

Работа выполнена по теме НИР 0226–2019–0054 лаборатории № 43 Геологического института КНЦ РАН.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Балтийская. Лист Q–(35), 36 (Апатиты). Объяснительная записка / гл. ред. Ю. Б. Богданов. 1 : 1 000 000 (третье поколение). СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 456 с.

Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И. Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 104 с.

Евзеров В. Я., Николаева С. Б. Пояса краевых образований Кольского региона // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61–73.

Колька В. В. Мунозерская островная возвышенность // Вестник Мурманского государственного технического университета. 1998. Т. 1, № 3. С. 79–88.

Носова О. Ю., Вацков А. А. Петрографический состав обломочного материала тиллов гряды с напорным моренным основанием у д. Моосеево (западная часть Терских Кейв, Кольский полуостров) // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 4 (292). С. 17–24.

Семенова Л. Р. Ледниковая геология Кольского полуострова (поздний плейстоцен): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 25 с.

Hättestrand C., Kolka V., Stroeve A. The Keiva marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: A Key Component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian ice sheet // Boreas. 2007. No. 4. P. 352–370.

Kolka V., Korsakova O., Nikolaeva S., Yevzerov V. The Late Pleistocene interglacial, late glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula // ICG excursion No 34, August 14–23. Apatity, 2008. 72 p.

Lunkka J. P., Kaparulina E., Putkinen N., Saarnisto M. Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia // Arctic. The Journal of Arctic Geosciences. 2018. Vol. 4. I. 1. P. 1–18.

Stroeve A. P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B. W., Harbor J. M., Jansen J. D., Olsen L., Caffee M. W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G. C., Strömberg B., Jansson K. N. Deglaciation of Fennoscandia // Quaternary Science Reviews. 2016. Vol. 147. P. 91–121.

Сведения об авторах

Вацков Андрей Александрович

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, vashkov@geoksc.apatity.ru

Носова Ольга Юрьевна

аспирант, инженер, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, nosova@geoksc.apatity.ru

Vashkov Andrey Aleksandrovich

PhD (Geology & Mineralogy), Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, vashkov@geoksc.apatity.ru

Nosova Olga Yurjevna

PhD Student, Engineer, Geological Institute of FRC KSC RAS, nosova@geoksc.apatity.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.009

УДК 550.4

А. А. Гаврилова, А. Б. Кузнецов

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

ОЦЕНКА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ В ВОДОСБОРНОМ БАССЕЙНЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Аннотация

Выполнен модельный расчет вклада различных типов горных пород в формирование изотопного состава стронция в реках в пределах водосборного бассейна Каспийского моря. Сравнение с актуальной Sr-изотопной характеристикой каспийских рассолов показало совпадение с расчетной моделью, которая может

быть рекомендована для понимания механизмов взаимодействия гидросферы и литосферы при формировании ландшафтов и водных бассейнов.

Ключевые слова:

геохимия, изотопы стронция, Каспийское море, Русская платформа.

A. A. Gavrilova, A. B. Kuznetsov

Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

MODEL EVALUATION OF THE ISOTOPIC COMPOSITION OF STRONTIUM IN THE DRAINAGE BASIN OF THE CASPIAN REGION

Abstract

In this work, we performed a model calculation of the contribution of various types of rocks in Sr isotope composition of the rivers eroded within the catchment basin of the Caspian Sea. Comparison with the actual Sr-isotopic characteristic of Caspian brines demonstrates the match with the calculated model, which could be recommend for understanding the mechanisms of interaction of the hydrosphere and lithosphere in the formation of landscapes and water basins.

Keywords:

geochemistry, strontium isotopes, Caspian Sea, Russian platform.

Введение

Большинство древних и сохранившихся морских бассейнов в пределах современной Евразии являются остатками древнего океана Тетис, существовавшего несколько сотен миллионов лет назад. Считается, что история формирования Каспийского моря начинается 35 млн лет назад, во время существования океана Паратетис. В результате тектонического поднятия и последующей регрессии 14 млн лет назад сформировалось замкнутое Сарматское море, которое стало активно опресняться. Затем, 10–8 млн лет назад, сформировалось Понтическое море, которое к концу своего существования пересохло и распалось на Черноморский и Каспийско-Аральский водоемы. Около 3,4 млн лет назад в результате трангрессии образовалось Акчагыльское море, а 1,8 млн лет назад уровень моря упал на 20–40 м. Вследствие регрессии сформировалось Балаханское озеро, которое сильно опреснялось, что говорит о его замкнутости. С 1,7 по 1 млн существовало Апшеронское море, и в результате трансгрессии по депрессии Маныча оно соединялось с Черным морем, а следовательно, и с океаном. Далее следовало еще несколько чередований трансгрессий и регрессий, и около 40 тыс. лет назад (в период раннекхвалынской трансгрессии) оно окончательно утратило связь с мировым океаном (Свиточ, 2014).

Современное Каспийское море в географическом плане является крупнейшим озером на Земле. Площадь его водосборного бассейна составляет 3,1 млн км², охватывает различные ландшафтные (равнинные, горные) и климатические (гумидные, степные, аридные) зоны и складывается из речных систем сотен рек, наиболее крупными из которых являются Волга, Урал, Терек, Кура и Сулак.

Настоящая статья посвящена модельному расчету вклада главных литотипов размываемых пород водосборного бассейна Каспийского моря и их влияние на формирование изотопно-геохимического состава вод, поскольку это имеет важное значение для понимания механизмов взаимодействия гидросферы

и литосфера при формировании ландшафтов и водных бассейнов на поверхности Земли.

Изотопный состав стронция в водах палеобассейнов может служить важным диагностическим признаком в понимании их эволюции, инструментом для стратиграфической корреляции, а также обоснованием изолированности Каспийских вод от вод Мирового океана (Кузнецова и др., 2012).

Величина отношения $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ в водах отражает смешивание изотопно-геохимически различных потоков Sr, поступающих в конечный бассейн стока, со всего водосборного бассейна. Главным поставщиком Sr в Каспийское море является континентальный сток, возникающий в результате денудации земной коры поверхностными, речными и подземными водами. Значения Sr в этих водах варьируют в широких пределах и определяются типом дренируемых пород и зрелостью коры выветривания (Нургалиева, 2005).

Методика исследования

На основе изучения картографических и литературных источников были рассчитаны площади водосбора основных рек, питающих Каспийское море (рис. 1). Около половины площади водосбора занимает самая полноводная река — Волга, стекающая с Русской равнины из гумидной зоны, которая ежегодно поставляет около 80 % водной массы. Реки Урал, Терек и Сулак берут свое начало на горных хребтах Южного Урала и Кавказа. Водосборный бассейн этих рек охватывает около 15 % площади. Реки, расположенные в степной и пустынной зонах Средней Азии, хотя и занимают около половины площади водосбора, но вносят очень незначительный (1 %) вклад из-за периодического пересыхания.

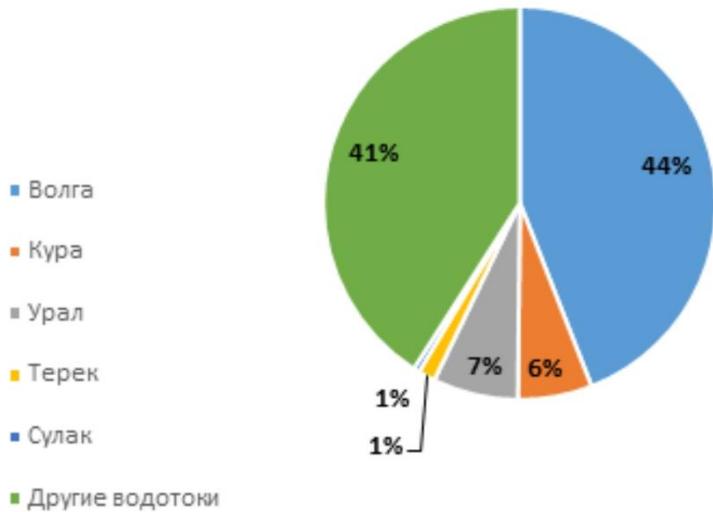


Рис. 1. Площади водосбора основных питающих рек Каспийского моря (%)

Fig. 1. The watershed area of the main feeding rivers of the Caspian region (%)

Для определения изотопно-геохимического состава и изотопного отношения $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ пород в водосборном бассейне Каспийского моря на основе геологической карты Европы (Atlas..., 1976) и структурно-формационной карты

СССР (Карта..., 1995) была составлена карта основных комплексов пород. В ней было выделено шесть основных комплексов (рис. 2): песчаный, терригенно-обломочный, глинисто-песчано-карбонатный, карбонатный, галогенно-сульфатный и магматический, которые занимают соответственно 53, 16, 5, 21, 4 и 1 % от площади водосбора.

Для оценки изотопного отношения Sr были использованы некоторые исходные параметры, как модельные, так и полученные экспериментальным путем: средняя концентрация Sr (г/т) в породах определенного типа и средняя доля растворимого легкоподвижного Sr (%) в породах разного типа.



Рис. 2. Площади размываемых пород Прикаспийского региона (тыс. км²)

Fig. 2. Area of eroded rocks of the Caspian Sea region (kkm²)

Из исходных параметров можно сделать вывод, что наиболее низкой концентрацией Sr отличаются породы терригенно-обломочного комплекса, а соли и гипсы (галогенно-сульфатный комплекс) обладают высокой концентрацией. Наиболее растворимыми являются породы галогенно-сульфатного комплекса, менее растворимы — карбонаты и породы терригенного комплекса, которые почти не поставляют Sr вследствие своей плохой растворимости. Таким образом, был высчитана доля растворенного стронция в общем стоке отдельных речных водосборных бассейнов, т. е. количество стронция, которое теоретически может поставить порода, и наибольшие значения у галогенов и карбонатов.

Помимо этого, были рассчитаны следующие показатели: 1) количество Sr, которое способен поставить каждый из типов пород; 2) общее количество

легкоподвижного стронция в каждом породном резервуаре в зависимости от площади размываемых пород в водосборном бассейне каждой реки; 3) доля легкоподвижного стронция в породном резервуаре.

Таким образом, сопоставив данные о площади размываемых комплексов пород с изотопными отношениями $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$, была построена таблица и график (рис. 3), отражающие долю легкоподвижного растворенного Sr в каждом породном резервуаре для отдельных речных бассейнов.

На площади водосбора р. Волги преобладают породы терригенно-обломочного комплекса, которые отличаются низкой растворимостью и малой концентрацией Sr. Наибольшим поставщиком Sr являются породы карбонатного и галогенно-сульфатного комплексов, которые представлены, в свою очередь, известняками, гипсами и солями.



Рис. 3. Доля растворенного Sr каждого литотипа в отдельных водосборах

Fig. 3. The proportion of solute Sr of each lithotype in separate watersheds

В бассейне р. Куры преобладает размыв пород терригенно-обломочного и магматических комплексов; основными поставщиками Sr являются карбонатные и магматические породы (представленные в основном породами основного состава — базальтами).

В бассейне р. Урал наиболее размываемыми являются карбонатные породы, которые также являются основным поставщиком Sr.

Несмотря на то что в водосборном бассейне р. Тerek преобладает размыв терригенно-обломочных пород, основным поставщиком Sr являются карбонатные породы.

Около 95 % Sr в бассейне р. Сулак поставляется карбонатными породами, хотя наблюдается преимущественный размыв терригенно-обломочных пород.

Вычисленное в результате модельных построений среднее значение $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ для континентального стока в Каспийское море составило 0,7083. Это значение оказалось очень близким к величине $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$, которое было измерено в рассолах юго-восточной части Каспийского моря вблизи залива Кара-Богаз-Гол —

0,7082 (Clauer et al., 2009). Полученная величина показывает отличие Sr-изотопной характеристики Каспия от океанической воды (Кузнецов и др., 2012), что подтверждает вывод о геохимической обособленности этого бассейна.

Выводы

1. Выяснено, что во всех речных бассейнах Каспийского региона, несмотря на преимущественный размыв терригенно-обломочного комплекса, основным постановщиком Sr являются карбонатные породы, сложенные палеозойскими морскими отложениями — известняками.

2. В ходе исследований было вычислено изотопное отношение $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ для каждого речного бассейна и в целом для конечного водоема — Каспийского моря. Эти данные хорошо соотносятся с уже известными значениями и равны 0,7082–0,7083.

3. При сравнении отношений $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ в Каспийском море было доказано, что изотопное отношение отличается от открытых океанических бассейнов (0,7092).

Литература

Карта структурно-формационных комплексов России / редактор А. А. Смыслов; составители: К. И. Дворцова, А. А. Смыслов, В. М. Терентьев // Геологический атлас России. Раздел II. Геологическое строение и геофизическая характеристика недр / отв. ред. А. А. Смыслов; Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр; Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). 1 : 10000000. 1995.

Кузнецов, А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М. Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемостратиграфии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20 (6). С. 3–19.

Нургалиева Н. Г. Отношение $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ в пермских разрезах востока Русской плиты // Ученые записки Казанского университета. Серия «Естественные науки». 2005. Т. 147, № 1.

Святоч А. А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: МГУ, 2014. С. 272.

Atlas Géologique du Monde / Geological World Atlas / G. Couvert, A. Faure-Muret, eds., 1976.

Clauer N., Pierret M.-C., Chaudhuri S. Role of subsurface brines in salt balance: the case study of the Caspian Sea and Kara Bogaz Bay / Aquatic Geochemistry. 2009. Vol. 15. P. 237–261.

Сведения об авторах

Гаврилова Анастасия Андреевна

бакалавр, инженер, ИГГД РАН, gavryusha.dipsi@mail.ru

Кузнецов Антон Борисович

доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, врио директора ИГГД РАН, заведующий лабораторией изотопной хемостратиграфии и геохронологии осадочных пород, antonbor9@mail.ru

Gavrilova Anastasia Andreevna

Bachelor, Engineer, IPGG RAS, gavryusha.dipsi@mail.ru

Kuznetsov Anton Borisovich

Doctor of Sciences (Geology & Mineralogy), Corresponding Member of RAS, Acting Director of IPGG RAS, Head of Laboratory of Isotopic Chemostratigraphy and Geochronology of Sedimentary Rocks, antonbor9@mail.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.010

УДК 502.5

А. В. Гузева¹, З. И. Слуковский^{2, 3}, Д. Б. Денисов³,

А. А. Черепанов³, В. А. Даувальтер³

¹ Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

³ Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

ПОДВИЖНЫЕ ФОРМЫ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕР ГОРОДА МУРМАНСКА

Аннотация

В рамках данной работы исследуется содержание подвижных форм (водорастворимая и обменные фракции) тяжелых металлов Cr, Co, Cd, Ni, Zn, Pb, Cu в колонках донных осадков четырех озер, расположенных на территории города Мурманска. Были выявлены наиболееочно связанные химические элементы, а также тенденции увеличения подвижности некоторых тяжелых металлов в современных донных отложениях.

Ключевые слова:

малые озера, тяжелые металлы, урбанизация, Мурманск, формы нахождения загрязнителей.

A. V. Guzeva¹, Z. I. Slukovskii^{2, 3}, D. B. Denisov³,

A. A. Cherepanov³, V. A. Dauvalter³

¹ Institute of Limnology RAS, Saint Petersburg, Russia

² Institute of Geology of Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia

³ Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

BIOAVAILABLE FORMS OF TRACE METALS IN LACUSTRINE BOTTOM SEDIMENTS OF LAKES OF MURMANSK

Abstract

The article is focused on investigation of bioavailable forms of trace metals Cr, Co, Cd, Ni, Zn, Pb, Cu in cores of lacustrine bottom sediments of four lakes in Murmansk (Northwest Russia). The studied lakes are located within the urbanized territory and used as local population recreational resource. It is important to research the content of bioavailable metals in bottom sediments for comprehensive environmental survey of the condition of the aquatic ecosystems. The results have revealed the most resistant elements (Cr, Cu, Pb). However, the tendencies of increasing content of bioavailable chemical forms for some trace metals (Zn, Co, Ni) in the recent lacustrine bottom sediments were showed.

Keywords:

small lakes, heavy metals, urbanization, Murmansk, fractions of pollutants.

Введение

Донные осадки (ДО) водоемов являются конечными депонирующими природными средами, химический состав которых дает представление о состоянии экосистем и позволяет строить прогнозы об их устойчивости к антропогенному воздействию. Послойный анализ стратифицированных ДО дает представление об изменениях гидрохимических и геохимических особенностей водоема во временном срезе. Учитывая, что ДО аккумулируют в себе ряд химических элементов, многие из которых, например тяжелые металлы (ТМ), являются опасными поллютантами, их состав может рассматриваться не только как показатель качества водной среды, но и как источник вторичного загрязнения при изменениях физико-химических параметров среды.

Накапливающиеся в ДО загрязнители (ТМ) исследуются в двух аспектах: валовое содержание элементов и содержание их различных химических форм (фракций, фаз). Валовые концентрации показывают общее количество химического элемента и дают представление о потенциальной опасности высоких содержаний химических элементов для экосистемы. В то же время при изменениях физико-химических показателей водной среды ТМ могут переходить в подвижные формы (Янин, 2011; Югай и др., 2013). Поэтому для комплексной геохимической оценки водоемов, особенно в условиях активной техногенной нагрузки, необходимо исследовать не только валовое содержание элементов, но и их формы нахождения, а также прочность связи с минеральными и органическими носителями, основными из которых являются гумусовые вещества, оксиды и гидроксиды железа и марганца, а также минералы группы слоистых силикатов.

В рамках данной работы исследуется содержание подвижных форм ТМ (водорастворимая и обменная фракции) в донных отложениях четырех озер, расположенных на территории города Мурманска. Мурманск является самым крупным городом, расположенным за Северным полярным кругом. На его территории находится около 20 озер, испытывающих антропогенное влияние различной интенсивности. Большая часть водоемов активно используется населением в рекреационных целях, однако данные об экологическом состоянии водных объектов практически отсутствуют.

Объекты и методы исследования

В июле 2018 г. сотрудниками Института проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН и Института геологии КарНЦ РАН была организована экспедиция для первичного обследования городских водоемов с анализом морфологии и батиметрических особенностей дна шести озер (рис. 1), а также для отбора проб нестратифицированных донных отложений при помощи дночерпателя Экмана — Берджи (Слуковский и др., 2018). Далее пробы были проанализированы на валовое содержание химических элементов методом ICP-MS. Полученные данные использованы для предварительной оценки относительного содержания подвижных форм ТМ (Cr, Co, Cd, Ni, Zn, Pb, Cu).



Рис. 1. Карта-схема расположения изучаемых озер

Fig. 1. The quick map of the studied lakes

В 2019 г. совместно с Институтом озероведения РАН работы были продолжены. Из самых глубоководных частей четырех озер города Мурманска были отобраны колонки донных отложений (табл.) с помощью пробоотборника Limnos для послойного (каждые 5 см) исследования химических форм ТМ.

Максимальные глубины исследуемых озер и размеры отобранных колонок донных отложений

Maximum depths of the studied lakes and sizes of the selected columns of bottom sediments

Озеро	Максимальная глубина, м	Размер колонки, см
Окуневое	6	35
Семеновское	11	20
Среднее	4	40
Б/н (Северное)	4	25

Для выявления наиболее подвижных ТМ в ДО озер г. Мурманска была выбрана методика последовательной экстракции химических фракций с помощью различных реагентов (Ладонин и др., 2003). Экстрагирующие растворы воздействуют либо на определенные компоненты осадков (например, несиликатные формы железа), либо на определённый вид связи ионов ТМ с твердофазной матрицей ДО (вытеснение обменных катионов).

Схемы фракционирования основаны на предположении, что в донных осадках присутствуют следующие последовательно экстрагируемые из одной и той же навески фракции ТМ: 1) водорастворимые соединения ТМ; 2) обменные катионы ТМ; 3) специфически сорбированные ТМ, связанные с карбонатными минералами и легко разлагаемыми органическими веществами; 4) ТМ, связанные с гумусовыми веществами; 5) ТМ, связанные с оксидами / гидроксидами Fe и Mn; 6) ТМ, прочно связанные в кристаллических решётках устойчивых минералов (остаточная фракция).

Первая и вторая фракции являются наиболее доступными для вовлечения в биогеохимические циклы. Специфически сорбированная фракция занимает промежуточное положение. В остальных стадиях ТМ связаны с фазами-носителями достаточно прочно.

В данной работе оценивалось содержание водорастворимой и обменной фракций ТМ (Cr, Co, Cd, Ni, Zn, Pb, Cu) в донных осадках озер как наиболее подвижных и биодоступных форм. Для экстрагирования фракций были использованы следующие реагенты: первая стадия — H_2O дистиллированная, вторая стадия — 0,2 М раствор $MgCl_2$. Далее растворы анализировались при помощи метода ICP-MS на базе Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

Обсуждение результатов исследования и выводы

Валовые содержания всех элементов в ДО рассмотренных озер превышают региональный фон (Даувальтер, 2012). Наибольшие превышения отмечены для Pb, Cd и Ni в озерах Среднее и Семеновское (рис. 2), оба водоема окружены жилой застройкой, нагруженными автомобильными дорогами и промышленными предприятиями. Одно из них — теплоцентраль (ТЭЦ), с чими выбросами может быть связано накопления в изученных отложениях многих ТМ, в том числе Ni (Слуковский и др., 2017). Свинец и кадмий, скорее всего, принесены выбросами автомобильного и железнодорожного транспорта, а также дальним переносом из других регионов (Escobar et al., 2013; Hosono et al., 2016).

Расчет суммарного показателя загрязнения Z_c по имеющимся данным валовых концентраций ТМ в ДО показал, что наибольшему загрязнению по семи элементам подвержено оз. Семеновское ($Z_c = 53$), вторым по уровню загрязнения является оз. Среднее ($Z_c = 34$). Согласно (Саэт и др., 1990), эти цифры соответствуют сильному уровню загрязнения водных объектов. Два других исследованных водоема по данному показателю являются средне загрязненными — Z_c (оз. Северное) = 21, Z_c (оз. Окуневое) = 18. Оба этих водоема находятся в более благополучных с точки зрения антропогенной нагрузки районах города, поэтому поступление в них загрязняющих веществ значительно ниже по сравнению с озерами Средним и Семеновским.

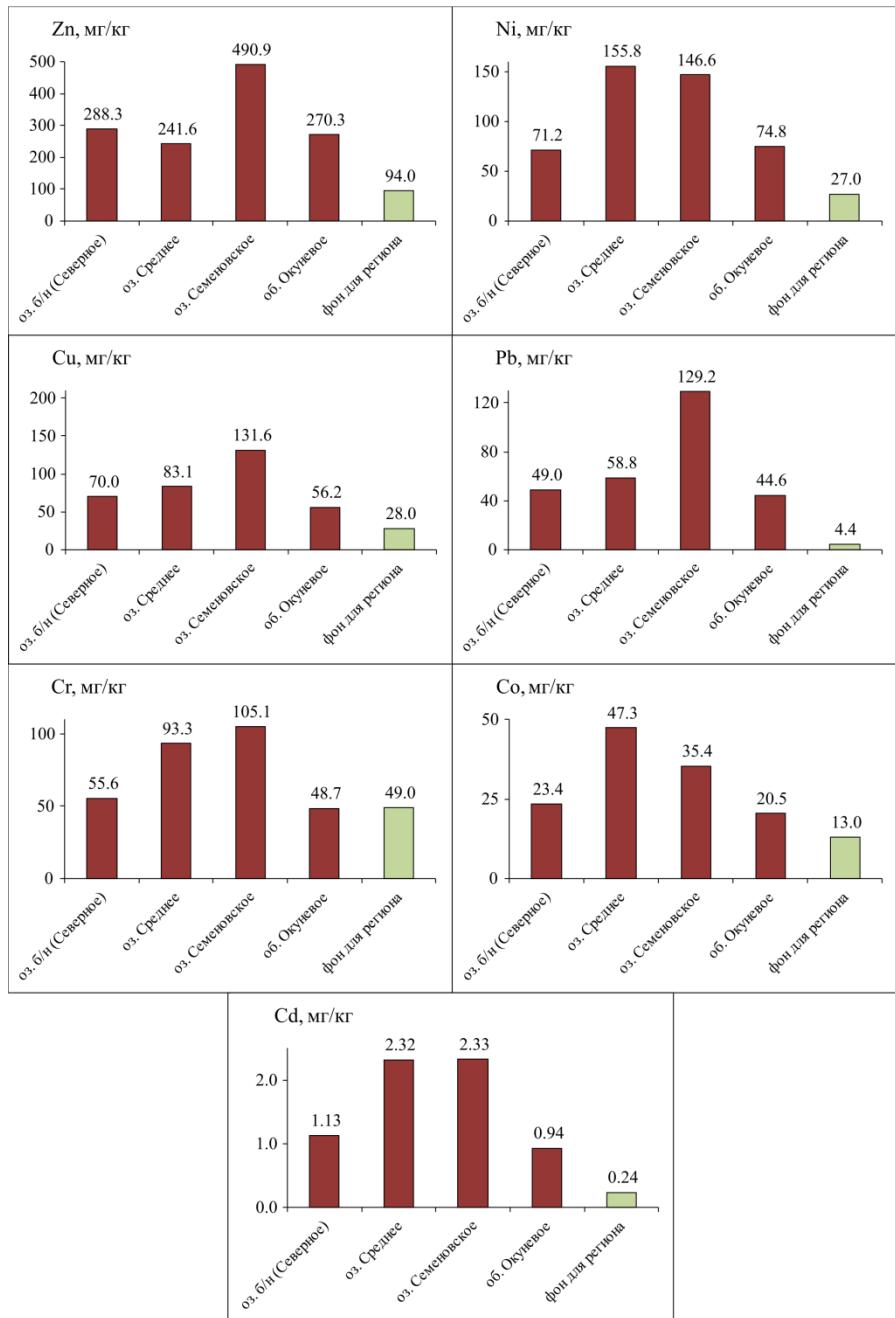


Рис. 2. Содержание ТМ в ДО озер г. Мурманска

Fig. 2. The content of heavy metals in the lake sediments of Murmansk

Результаты анализов содержания подвижных форм ТМ (сумма водорастворимой и обменной фракций) показали, что наиболее мобильными и биодоступными элементами в исследованных озерах являются Со и Zn (до 15–25 %). Однако если для озер Окуневое и Среднее наблюдается постепенное

увеличение количества подвижных соединений кобальта и цинка в более современных осадках, то содержание их мобильных форм в верхних слоях колонок (0–5 и 5–10 см) озер Окуневое и Семеновское заметно снижается до 2–3 % (рис. 3). Для озера Окуневого также заметно возрастание в более современных слоях осадков количества подвижных форм Ni и Cd.

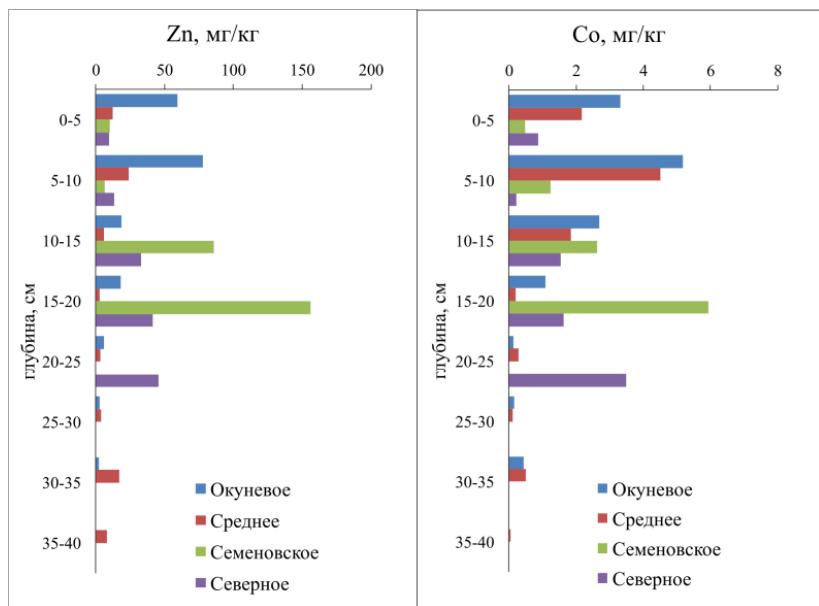


Рис. 3. Вертикальное распределение концентраций подвижных форм Zn и Co в колонках ДО озер г. Мурманска

Fig. 3. The vertical distribution of bioavailable fraction of Zn and Co in the sediments of Murmansk lakes

Наиболее прочно связанными с фазами-носителями и недоступными элементами для всех исследованных озер на всей глубине колонок ДО являются хром и медь (не более 1 % от валового содержания по результатам), а также свинец (доли процента от валового содержания).

Заключение

В работе исследовано содержание наиболее подвижных форм ТМ Cr, Co, Cd, Ni, Zn, Pb, Cu в донных отложениях четырех озер, находящихся на территории города Мурманска. Для ряда элементов наблюдается тенденция к увеличению доли подвижных форм во временном срезе. В дальнейших исследованиях будет проанализировано содержание остальных химических фракций ТМ для выявления основных аккумулирующих фаз-носителей донных осадков. Полученные в работе данные должно быть приняты во внимание при экологогеохимических исследованиях городских озер данного района.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-00897, а также в рамках реализации гранта Российского научного фонда (проект № 19-77-10007).

Литература

- Даувальтер В. А.* Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: МГТУ, 2012. 242 с.
- Ладонин Д. В., Карпухин М. М.* Фракционирование соединений тяжелых металлов в почвах проблемы выбора метода и интерпретации результатов // Геоэкологические проблемы загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами: мат-лы 1-й междунар. геоэкологической конф. Тула, 2003. С. 68–73.
- Саев Ю. Е., Ревич Б. А., Янин Е. П.* Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.
- Слуковский З. И., Денисов Д. Б., Черепанов А. А.* Первые результаты обследования озер, расположенных в черте г. Мурманска (июль 2018 г.) // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии: мат-лы XXIX молодежной науч. школы-конф., посвящен. памяти чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца и акад. РАН Ф. П. Митрофанова (Петрозаводск, 1–5 октября 2018 г.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. С. 288.
- Слуковский З. И., Ильмаст Н. В., Суховская И. В., Борвинская Е. В., Гоголев М. А.* Геохимическая специфика процесса современного осадконакопления в условиях техногенеза (на примере оз. Ламба, Петрозаводск, Карелия) // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 10. С. 45–63.
- Югай В. С., Даувальтер В. А., Кацулин Н. А.* Содержание биодоступных форм соединений металлов в донных отложениях водоемов и коэффициент накопления (K_d) как показатели экологической обстановки водоемов (на примере озер Мурманской области) // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2013. Т. 16, № 3. С. 616–623.
- Янин Е. П.* Формы нахождения кадмия в техногенных илах реки Пахры и оценка его миграционных способностей // География и природные ресурсы. 2011. № 1. С. 42–46.
- Escobar J., Whitmore T. J., Kamenov G. D., Riedinger-Whitmore M. A.* Isotope record of anthropogenic lead pollution in lake sediments of Florida, USA // Journal of Paleolimnology. 2013. Vol. 49, Issue 2. P. 237–252.
- Hosono T., Alvarez K., Kuwae M.* Lead isotope ratios in six lake sediment cores from Japan Archipelago: Historical record of trans-boundary pollution sources // Science of The Total Environment. 2016. Vol. 559. P. 24–37.

Сведения об авторах

Гузева Алина Валерьевна

младший научный сотрудник, Институт озероведения РАН, olina2108@mail.ru

Слуковский Захар Иванович

старший научный сотрудник, Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН; Институт геологии КарНЦ РАН, slukovsky87@gmail.com

Денисов Дмитрий Борисович

ведущий научный сотрудник, Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, proffessuir@gmail.com

Черепанов Александр Александрович

ведущий инженер, Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, acher05503@gmail.com

Даувальтер Владимир Андреевич

главный научный сотрудник, Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, vladimir@dauvalter.com

Guzeva Alina Valerjevna

Junior Researcher, Institute of Limnology RAS, oлина2108@mail.ru

Slukovskii Zakhar Ivanovich

Senior Researcher, Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS, Institute of Geology of the Karelian Research Centre RAS, slukovsky87@gmail.com

Denisov Dmitry Borisovich

Leading Researcher, Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS, proffessuir@gmail.com

Cherepanov Aleksandr Aleksandrovich

Leading Engineer, Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS, acher05503@gmail.com

Dauvalter Vladimir Andreevich

Chief Researcher, Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS, vladimir@dauvalter.com

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.011

УДК 550.42

А. С. Гусева, С. А. Устинов, В. А. Петров

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

К ВОПРОСУ О РАДИОГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОМ СОСТОЯНИИ ТЕРРИТОРИИ НОВОЙ МОСКВЫ**Аннотация**

Анализ карт аэрогамма-спектрометрической съемки с использованием ГИС-технологий позволил сделать выводы о радиогеоэкологическом состоянии территории Новой Москвы. Даны характеристика распределения радиоактивных элементов (тория, калия, урана и цезия) в пределах исследуемой площади и выявлены участки, характеризующиеся повышенными фоновыми значениями. Применение геоинформационного подхода позволило установить причины этого распределения и построить карту совокупного наложения максимальных значений K, U, Th и Cs.

Ключевые слова:

радиогеоэкологическое состояние, Новая Москва, радионуклиды, линеаментный анализ.

A. S. Guseva, S. A. Ustinov, V. A. Petrov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

ON THE ISSUE OF RADIOGEOECOLOGICAL CONDITION OF NEW MOSCOW**Abstract**

Analysis of aerogamma-spectrometric surveying maps using GIS technology allowed making conclusions about radiogeological condition of New Moscow territory. The distribution of radioactive elements (thorium, potassium, uranium and cesium) within the study area is described and the areas characterized by increased background values are identified. The application of geoinformation approach made it possible to identify the causes allowed to reveal the reasons of this distribution and to build a map of the total overlay of the maximum impose of K, U, Th and Cs.

Keywords:

radiogeoeological condition, New Moscow, radionuclides, lineament analysis.

Введение

Одной из характерных черт второй половины XX в. стало повышенное внимание к новым техногенным факторам воздействия на человека и объекты окружающей среды. Среди этих новых видов воздействия особый интерес проявлен к радиационному влиянию и радиоактивным элементам (Практические..., 2015). При этом необходимо отметить, что повышенный радиационный фон характерен не только для площадей расположения техногенных объектов (атомные электростанции (АЭС), полигоны по захоронению радиоактивных отходов (РАО)). На некоторых территориях отмечается повышенный природный радиационный фон, связанный с естественной радиоактивностью горных пород и особенностями поведения радионуклидов.

Радиоактивное загрязнение оказывает негативное воздействие не только на состояние окружающей среды, но и на здоровье людей. Поэтому вопрос радиогеоэкологического состояния города является одним из ключевых аспектов оценки экологической ситуации на изучаемом объекте.

Подобные исследования необходимо проводить как для уже освоенных площадей, так и для осваиваемых. Примером такого региона служит территория Новой Москвы. До 2012 г. она входила в состав Московской области, не являясь густозаселенной; здесь проживало менее 250 тыс. чел. В рамках реализации проекта по расширению территории Москвы Правительство поставило несколько задач, основной из которых являлось создание комфортной городской среды и новых социальных объектов (школ, детских садов, больниц). Обеспечение благоприятной городской среды невозможно без осуществления геоэкологической и радиоэкологической оценки территории.

В представленном исследовании авторы на основе имеющегося картографического материала в совокупности с геоинформационным подходом осуществили радиогеоэкологическую оценку территории Новой Москвы. Правительство Москвы при размещении социальных объектов и объектов жилого фонда сможет учитывать эту информацию.

Материал и методика исследования

Основой работы послужили карты аэрогамма-спектрометрической съемки (АГС) распределения радиоактивных элементов (урана, тория, калия и цезия) и мощности экспозиционной дозы. Аэрогамма-съемка проводилась НПП «Аэрогеофизика». Анализ имеющихся данных проводился при помощи геоинформационного подхода.

В представленной работе геоинформационный подход являлся неотъемлемым инструментом исследования, который позволяет выполнить интерпретацию имеющихся данных и сопоставить карты АГС с другими факторами (геологическими, тектоническими, геоморфологическими, геохимическими, гидрогеологическими, почвенными).

Применение этого подхода стало возможно благодаря созданию геоинформационного проекта «Новая Москва», включающего в себя разнообразную информацию о геологии, гидрогеологии, географии, растительности, почвенном покрове изучаемой площади. Эта информация представлена в виде векторных слоев и картографического материала.

Так как радиогеоэкологическое состояние территории связано не только с антропогенным воздействием, но и с природной составляющей, то необходимо сравнивать содержание радионуклидов не с кларками элементов, а с фоновыми

значениями. Поэтому первоначальная задача исследования состояла в интерпретации имеющихся карт АГС, а именно в выявлении участков максимального содержания радионуклидов и сравнении этих данных с фоновыми значениями.

Для территории европейской части России характерны следующие средние значения содержаний изучаемых радионуклидов в почвах: торий — $6,5 \cdot 10^{-4} \%$, уран — $1,5 \cdot 10^{-4} \%$, калий — 1,2 % (Титаева, 2000). Норма плотности загрязнения ^{137}Cs составляет до 1 Ки/м².

В пределах новой территории Москвы отмечаются содержания тория — от $1,4 \cdot 10^{-4} \%$ до $11,9 \cdot 10^{-4} \%$, урана — от $0,3 \cdot 10^{-4} \%$ до $2 \cdot 10^{-4} \%$, калия — от 0,5 до 2,3 %, цезия до 0,2 Ки/м². Максимальные концентрации урана, тория и калия превышают их региональные фоновые значения.

Площади, характеризующиеся повышенными фоновыми значениями, были отвекторизованы и сопоставлены с имеющимися картами (геологической, гидрогеологической и почвенной картами Московской области) и местонахождением опасных антропогенных объектов. Под опасными антропогенными объектами понимаются полигоны твердых бытовых отходов (ТБО) («Малинки», «Саларьево» и «Сосенки»), завод «Мосрентген», Троицкий институт инновационных и термоядерных исследований, животноводческие комплексы и сельскохозяйственные угодья.

Ранее авторами на основе данных спутниковой съемки STRM был осуществлен линеаментный анализ, который позволил выявить линейные неотектонические структуры и региональный неотектонический разлом, проходящий практически через центр территории (Гусева и др., 2018а). Эти результаты также сопоставлялись с площадями максимального содержания радионуклидов.

Результаты и их обсуждение

Под радиационным фоном понимают мощность экспозиционной дозы ионизирующих излучений в воздухе, уровень его для средней полосы России составляет 4–40 мкР/ч.

Согласно рекомендациям Международной комиссии по радиационной защите (МКЗР) и Всемирного общества здравоохранения (ВОЗ) радиационный уровень, соответствующий естественному фону 0,1–0,2 мкЗв/ч (10–20 мкР/ч), признано считать нормальным уровнем, уровень 0,2–0,6 мкЗв/ч (20–60 мкР/ч) считается допустимым, а уровень выше 0,6–1,2 мкЗв/ч (60–120 мкР/ч), с учетом эффекта экранирования, считается повышенным (Александров, 2007).

Согласно данным Российского атомного сообщества (Российское...) значения мощности экспозиционной дозы гамма-излучения на территории Новой Москвы в 2014 г. находились в пределах 0,08–0,30 мкЗв/ч при среднем значении 0,14 мкЗв/ч, что не превышает допустимого уровня.

В соответствии с имеющимися данными относительно мощности экспозиционной дозы на изучаемой площади складывается благоприятная обстановка: значения мощности экспозиционной дозы составляют от 13 до 23,3 мкР/ч. Наименьшие значения описываемой величины характерны для западной части объекта, а наибольшие — для юга территории, северо-востока и востока, а также центральной части объекта. Максимальный уровень мощности экспозиционной дозы (23,3 мкР/ч) отмечается в пределах следующих населенных пунктов: деревни Рождественно, Бабенки, Голохвастово, Сальково, Городок, поселок Шахово, деревни Клоково, Ширяево, хутор Ильичевка, деревня Большое Покровское.

Несмотря на то что указанные выше значения мощности экспозиционной дозы (от 13 до 23,3 мкР/ч) превышают среднегодовое значение, характерное для территории г. Москвы и Московской области (11–12 мкР/ч) (Радиационная..., 2016), в исследуемом регионе складывается комфортная радиоэкологическая обстановка.

В отношении загрязнения радиоактивным цезием на территории Новой Москвы складывается благоприятная ситуация. Плотность загрязнения ^{137}Cs территории не превышает 0,2 Ки/км² (норма — до 1 Ки/км²). Характер загрязнения изменяется в широтном направлении: с востока на запад территории значение плотности загрязнения цезием увеличивается. Предполагаем, что это связано с распространением радиоактивного загрязнения от аварии на Чернобыльской АЭС, которое постепенно уменьшается с запада на восток (Гусева и др., 2017).

Применение геоинформационного подхода позволило выявить некоторые особенности распространения ^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th на территории Новой Москвы, а также высказать предположения относительно имеющейся картины распределения радиоактивных элементов.

Наиболее высокие значения ^{40}K характерны для восточной части объекта, а именно для долин рек территории (Пахра, Десна, Моча). Также небольшой участок с высокими значениями калия отмечается в южной части территории (в долине реки Черничка). Максимальные значения элемента в пределах территории зафиксированы на уровне 2,3 %, что в два раза больше средних значений радионуклида в почвах европейской части России.

В отношении загрязнения исследуемой площади радиоактивным ураном отмечается благоприятная обстановка: встречаются незначительные локальные участки повышенного содержания урана со значением до $1,6 \cdot 10^{-4}\%$ на северо-западе территории, на юге территории (вокруг пос. Рогово) и в долине рек Пахра (восточнее д. Городок), Десна (д. Филино и восточнее деревень Бабенки и Покровское).

Максимальные значения тория на территории Новой Москвы составляют до $12 \cdot 10^{-4}\%$, что в два раза превышает региональные значения. Участок, протягивающийся полосой с севера на юг через центр территории, характеризуется повышенным содержанием тория. Незначительные участки с высоким содержанием элемента отмечаются на юге территории, а также в ее восточной и северо-восточной частях.

Сопоставление площадей максимального содержания элементов с расположением антропогенных объектов не выявило никаких закономерностей, за исключением связи ^{40}K и инфраструктуры сельского хозяйства: максимальные содержания радионуклида приурочены к сельскохозяйственным угодьям.

Необходимо отметить, что данное наблюдение требует детального анализа. В связи с этим нами были отобраны пробы почвенного покрова с глубины 5–10 см для их дальнейшего анализа на содержание в них радионуклидов, в том числе ^{40}K . Пробы отбирались вблизи д. Рыжово, где расположен молочно-животноводческий комплекс и сельскохозяйственные поля, и в лесу, вдали от источников антропогенного воздействия. Содержание ^{40}K вблизи д. Рыжово оказалось незначительно выше по сравнению с другими точками пробоотбора.

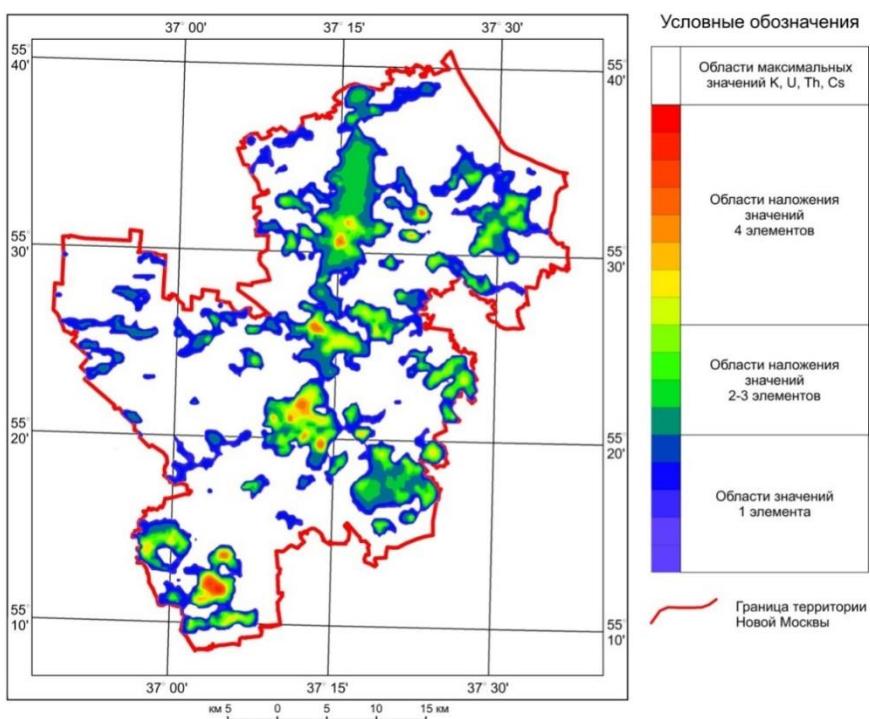
Благодаря сопоставлению построенной схемы линеаментной сети территории с областями максимального содержания радионуклидов выявлена связь линейных неотектонических структур с распределением тория и урана. В большинстве случаев повышенные значения ^{232}Th в пределах территории Новой Москвы соотносятся

с выделенными линейными структурами и линеаментами, а также с крупным протяженным по меридиану неотектоническим разломом (Гусева и др., 2018а).

Установлено, что тектонический фактор является ведущим в распределении урана. На севере территории выделяется региональный разлом, который разделяет три крупных неотектонических блока (Подольский, Рузский и Северный). Вдоль этого разлома, а также в долинах рек Незнайка и Десна наблюдаются повышенные значения урана по сравнению с остальной территорией Новой Москвы. Аналогичная ситуация характерна для неотектонического разлома, проходящего через центр территории (Гусева и др., 2018а). Восточнее него, в пределах долин рек Ликовка, Десна, Пахра, Моча и южнее истока р. Черничка, отмечаются максимальные значения ^{238}U . Большинство рек исследуемой территории (Незнайка, Десна, Ликовка, Моча, Пахра) текут с запада на восток, за исключением р. Чернички, которая течет с севера на юг. Места пересечения неотектонического разлома и речных долин представляют собой ослабленные участки в тектоническом плане, где может происходить вынос радионуклидов, которые, учитывая их повышенную миграционную способность, выносятся реками и аккумулируются в речных долинах.

Сопоставление содержаний радионуклидов с геологическими, геохимическими, геоморфологическими и ландшафтными факторами никаких закономерностей не выявило.

Также благодаря применению ГИС-технологий построена карта совокупного наложения максимальных значений ^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th и ^{137}Cs (рис.) (Гусева и др., 2018б).



Карта совокупного наложения максимальных значений ^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th и ^{137}Cs

The map of total overlay of maximum values of ^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th and ^{137}Cs

Выводы

Подводя итог, необходимо отметить, что на территории Новой Москвы складывается благоприятная радиогеоэкологическая обстановка. Природный радиационный фон находится в переделах нормы и не превышает значения, установленные ВОЗ.

Наряду с этим в границах исследуемой площади отмечаются участки с концентрациями, превышающими региональные фоновые значения в два раза. Эти области являются потенциально радиационно опасными, но в данный момент не несут никакого риска для здоровья людей.

Причины такого распределения радионуклидов связаны с естественными факторами, лишь повышенные значения калия могут быть результатом неконтролируемого внесения минеральных удобрений на сельскохозяйственные площади.

На 70 % всей территории Новой Москвы не отмечено превышений содержаний радиоактивных элементов (рис.). В основном области совокупного наложения максимальных значений всех радиоактивных элементов наблюдаются по долинам рек (Пахра, Десна, Моча, Сосенка). Менее благоприятной радиогеоэкологической обстановкой характеризуется юг, северо-восток и центральная часть территории (область, протягивающаяся полосой с северо-запада на юго-восток). Отмечается пять локальных участков: на юге, в долине р. Черничка, включая деревни Круча и Рождественно, а также в центральной части территории (в долине р. Моча — д. Бабенки), в долине рек Пахра (район пос. Шахово), Десна (д. Ширяево) и Незнайка. Эти участки являются потенциально опасными в отношении радиологической обстановки, что требует дополнительных детальных исследований при планировании застройки территории.

Публикация осуществлена при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество».

Литература

Александров Ю. А. Основы радиационной экологии: учеб. пособие. Йошкар-Ола: Мар. гос. ун-т, 2007. 268 с.

Гусева А. С., Устинов С. А., Петров В. А. Оценка геоэкологического состояния территории Новой Москвы на основе анализа распределения радиоактивных элементов по данным аэрогамма-спектрометрической съёмки // Новое в познании процессов рудообразования: сб. мат-лов 7-й Российской молодёжной науч.-практич. школы (Москва, 13–17 ноября 2017 г.). Электрон. дан. (1 файл: 37 Мб). М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 95–99.

Гусева А. С., Устинов С. А., Петров В. А. Пространственные закономерности локализации радионуклидов на территории Новой Москвы и их связь с неотектоническими структурами // Вопросы естествознания. 2018а. № 3 (17). С. 40–46.

Гусева А. С., Устинов С. А., Петров В. А. Геоинформационное картографирование геоэкологических зон территории Новой Москвы // Геоинформационное картографирование в регионах России: мат-лы X Всероссийский науч.-практич. конф. (Воронеж, 14–16 ноября 2018 г.). Воронеж: Научная книга, 2018б. С. 48–54.

Практические рекомендации по вопросам оценки радиационного воздействия на человека и биоту / под общ. ред. И. И. Линге и И. И. Крышева. М., 2015. 265 с.

Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 2015 году: Ежегодник / составитель М. Н. Каткова. Обнинск, 2016.

Российское атомное сообщество // Технологии. URL: <http://www.atomic-energy.ru/technology/55260> (дата обращения: 11.03.2019).

Титаева Н. А. Ядерная геохимия. М.: МГУ, 2000. 336 с.

Сведения об авторах

Гусева Александра Сергеевна

младший научный сотрудник лаборатории геоинформатики, ИГЕМ РАН,
alexandra.guseva2011@yandex.ru

Устинов Степан Андреевич

кандидат геолого-минералогический наук, научный сотрудник лаборатории
геоинформатики, ИГЕМ РАН, stevesa@mail.ru

Петров Владислав Александрович

доктор геолого-минералогический наук, профессор, член-корреспондент РАН, директор,
ИГЕМ РАН, vlad243@igem.ru

Guseva Alexandra Sergeevna

Junior Researcher, Laboratory of Geoinformatics, IGEM RAS,
alexandra.guseva2011@yandex.ru

Ustinov Stepan Andreevich

PhD (Geology & Mineralogy), Researcher, Laboratory of Geoinformatics, IGEM RAS,
stevesa@mail.ru

Petrov Vladislav Aleksandrovich

Doctor of Sciences (Geology & Mineralogy), Professor, Corresponding Member of RAS,
Director, IGEM RAS, vlad243@igem.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.012

УДК 502.51(285) (470.21)

В. А. Даувальтер

Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты,
Россия

ДОЛГОВРЕМЕННЫЙ МОНИТОРИНГ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР СЕВЕРА ФЕННОСКАНДИИ

Аннотация

Детальные исследования экологического состояния водных экосистем Северной Фенноскандии, в том числе донных отложений водоемов, проводятся ИППЭС КНЦ РАН в течение 30 лет, с момента образования института в 1989 г. Исследования проводились с целью оценки аккумуляции и распределения тяжелых металлов в отложениях водоемов. Рассматривались четыре аспекта изучения химического состава отложений: 1) фоновые концентрации; 2) вертикальное распределение; 3) концентрации в поверхностных слоях отложений; 4) определение интенсивности антропогенного воздействия с помощью коэффициента и степени загрязнения, создаваемого тяжелыми металлами, накопленными в донных отложениях.

Ключевые слова:

Северная Фенноскандия, озера, донные отложения, тяжелые металлы, оценка экологического состояния.

V. A. Dauvalter

Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

LONG-TERM MONITORING OF CHEMICAL COMPOSITION OF LAKE SEDIMENTS OF THE NORTHERN FENNOSCANDIA

Abstract

Detailed researches of the ecological states of water ecosystems including sediments of reservoirs of the Northern Fennoscandia have been carried out by INEP KSC RAS over the thirty year span, from the moment of INEP foundation in 1989. Researches were conducted to assess the accumulation and distribution of heavy metals in sediments of the reservoirs. Four aspects of studying sediments, were considered: 1) background concentration, 2) vertical distribution, 3) concentration in superficial sediments, 4) determination of intensity of anthropogenic influence by means of factor and degree of the contamination created by heavy metals accumulated in sediments.

Keywords:

Northern Fennoscandia, lakes, sediments, heavy metals, environmental assessment.

Введение

Регионы Европейской Арктики и Субарктики имеют специфические особенности формирования химического состава воды и донных отложений (ДО) водоемов. Поведение техногенно-внесенных веществ в высоких широтах отличается в силу климатических и ландшафтно-географических особенностей, а их токсичные свойства проявляются более активно в низкоминерализованных и низкотемпературных водах, вследствие низкой скорости массо-энергообмена, специфических физико-химических условий и более низкой биомассы водных экосистем Субарктики по сравнению с таковыми умеренных широт (Моисеенко и др., 1997).

Почти вековая эксплуатация богатых и уникальных месторождений полезных ископаемых (медно-никелевых, железных, апатитонефелиновых, редкometалльных руд, угольных и нефтегазовых месторождений и т. д.) на территории Европейской Арктики и Субарктики привела к созданию здесь сложной экологической обстановки.

Целью данной работы является выявление тенденций изменения химического состава ДО пресноводных субарктических и арктических водоемов в современных условиях под влиянием природных и антропогенных факторов.

Материалы и методы исследований

Исследования химического состава ДО водоемов северо-западной части Мурманской области и приграничной территории между Россией, Норвегией и Финляндией сотрудниками ИППЭС КНЦ РАН проводятся в течение 30 лет, со времени организации института (1989 г.). Наибольшее количество результатов было получено во время проведения совместных российско-норвежско-финляндских исследований по изучению состояния окружающей среды приграничной территории. Эти исследования можно разделить на три периода с разницей примерно в десять лет.

1. В 1989–1993 гг. проводились междисциплинарные исследования в рамках совместного проекта, в котором участвовали ИППЭС, Lapland ELY-centre (Лапландский центр окружающей среды, Финляндия) и NIVA (Норвежский институт водных исследований) (Traaen et al., 1991; Rognerud, 1990; Rognerud et al., 1993; Moiseenko et al., 1993, 1995; Dauvalter, 1992, 1994, 1997, 1998, 2003,

Dauvalter, Rognerud, 2001; Kashulin et al., 2001; Lukin et al., 2003; Norton et al., 1992, 1996; Моисеенко и др., 1998; Даувальтер, 1995, 1997, 1998, 2000, 2002; Лукин и др., 1998).

2. В 2002–2004 гг. содержание и поведение металлов в ДО водоемов исследовалось в рамках проекта Интеррэг IIIA Коларктик «Развитие и реализация мониторинга окружающей среды и программа оценки в приграничном районе между Финляндией, Норвегией и Россией» (State..., 2007; Dauvalter, Sandimirov, 2007);

3. В 2010–2014 гг. (рис. 1) исследования химического состава воды и ДО проводились в рамках совместного проекта «Закисление и тяжелые металлы в озерах приграничной территории между Россией, Финляндией и Норвегией: состояние и тренды» (Dauvalter et al., 2011; Amundsen et al., 2011; Rognerud et al., 2013; Даувальтер, Кашулин, 2014).



Рис. 1. Карта-схема исследуемых озер в 2012–2014 гг.

Fig. 1. Map of the investigated lakes in 2012–2014

Приграничная территория между Россией, Норвегией и Финляндией испытывает серьезное антропогенное влияние, в том числе со стороны комбината «Печенганикель». Озеро Куэтсъярви и нижние течения р. Пасвик принимают сточные воды металлургических и сопутствующих производств, расположенных в п. Никель. Вся система р. Пасвик, а также озера и реки данного района, в нее не входящие, подвергаются загрязнению посредством атмосферных выпадений. К основным загрязняющим веществам относятся соединения серы и тяжелых металлов (ТМ) — Ni, Cu, Cd, Cr, Zn, As, Hg и др., полициклические ароматические

углеводороды (ПАУ) и стойкие органические загрязнители (СОЗ). Выбросы диоксида серы с комбината приводят к закислению поверхностных вод и их загрязнению вследствие интенсификации процессов выщелачивания элементов из горных пород (Моисеенко и др., 1998).

Исследования проводились с целью оценки аккумуляции и распределения ТМ в ДО водоемов. При изучении ДО рассматривались четыре аспекта: 1) фоновые концентрации; 2) вертикальное распределение; 3) концентрации в поверхностных ДО; 4) определение интенсивности антропогенного влияния по показателям коэффициента и степени загрязнения, создаваемого ТМ, накопленными в ДО, по методике Л. Хокансона (Håkanson, 1980), адаптированной для условий приграничной территории.

Результаты исследований и их обсуждение

Было установлено, что наибольшие фоновые концентрации большей части ТМ (Ni, Zn, Co, Cd, Hg, As) характерны для южной части оз. Куэтсъярви, принимающего сточные воды комбината «Печенганикель», а также для озер, расположенных в непосредственной близости к городу Заполярному и пос. Приречному. Это обусловлено геохимическими особенностями водосборных территорий озер, на которых находятся медно-никелевые сульфидные залежи. Фоновые концентрации ТМ в ДО исследуемых озер довольно непостоянны, что отражает значительные вариации в литологии и геохимии коренных и четвертичных пород и покрывающих их почв, в соотношении площади озера и его водосбора, т. е. основных условий формирования химического состава ДО озер. Средние фоновые концентрации ТМ в ДО водоемов северо-запада Мурманской области по результатам исследований в различные годы подобны (табл.), хотя отмечаются некоторые расхождения, но они, как правило, не более 10 %, что совпадает со значением аналитической ошибки.

Фоновые средние (X), минимальные (min), максимальные (max) концентрации элементов (мкг/г сух. веса) и стандартные отклонения (s_n) в ДО исследованных озер северо-запада Мурманской области, определенные по результатам исследований в различные годы

Background averages (X), minimum (min), maximum (max) element concentrations ($\mu\text{g/g}$ dry weight) and standard deviations (s_n) in sediments of the investigated lakes in the north-west of the Murmansk region, determined by the results of studies in different years

Элемент	1989–1993 гг.				2002–2004 гг.				2010–2014 гг.			
	X	min	max	s_n	X	min	max	s_n	X	min	max	s_n
Ni	33	10	83	20	32	12	72	19	36	8	85	20
Cu	36	6	81	23	33	9	68	18	36	8	66	15
Co	14	5	42	11	16	4	40	11	18	5	36	10
Zn	91	33	185	49	101	47	173	35	100	48	181	37
Cd	0,80	0,25	2,51	0,78	0,17	0,06	0,40	0,09	0,17	0,06	0,50	0,09
Pb	3,8	0,5	15,0	4,1	3,2	0,7	9,2	2,3	3,8	0,8	9,4	2,3
As	—	—	—	—	4,6	0,7	13,7	4,2	5,0	0,8	22,1	5,8
Hg	0,040	0,016	0,110	0,032	0,037	0,003	0,111	0,025	0,050	0,008	0,146	0,033

Несовпадения в рассчитанных величинах средних фоновых концентраций ТМ могут быть связаны с тем, что перечень озер, из которых производился отбор ДО в различные годы, полностью не совпадал, хотя большая часть озер исследовалась в течение 30 лет, особенно вблизи источников загрязнения.

Средние скорости осадконакопления в озерах северо-запада Мурманской области и северных районов Норвегии и Финляндии за последние полтора столетия довольно постоянны и находятся в пределах 0,3–0,6 мм/год (Norton et al., 1996). Скорость осадконакопления в оз. Куэтсъярви оценивается равной 1–2 мм/год (Даувальтер, 2002). Увеличение содержания Ni, Cu и Co в ДО озер, в которых проведено датирование, обычно обнаруживалось в слоях, возраст которых оценивается 1920-ми и 1930-ми гг. как результат начала металлургической деятельности в этом регионе (рис. 2). С увеличением расстояния от комбината «Печенганикель» уменьшаются концентрации Ni и Cu в поверхностных слоях ДО и снижается разброс содержаний в целом по колонке. Значительное увеличение концентраций Pb датируется концом XIX — началом XX вв. С увеличением расстояния от комбината «Печенганикель» Pb становится одним из основных загрязнителей. Особенно это характерно для финляндских озер. Маркерами загрязнения водосборных бассейнов служат также As и Cd, начало загрязнения, которыми датируется серединой XIX в. (рис. 3).

Пылевые выбросы в атмосферу плавильных цехов комбината «Печенганикель» являются главным источником повышенных концентраций Ni, Cu и Co (в 10–180 раз больше фоновых значений) в поверхностных слоях ДО на расстоянии до 30–40 км. Наибольшие концентрации Ni и Cu, превышающие фоновые значения в 10–25 раз, отмечены в озерах на расстоянии до 10 км от комбината (рис. 4). Значительное уменьшение концентраций до 3–7 фоновых значений наблюдается на расстоянии до 20–30 км от источника загрязнения. В распределении Co и Cd наблюдается аналогичная закономерность. Наиболее интенсивно загрязняется зона до 10 км. Здесь отмечено превышение концентраций металлов над фоновыми значениями от 2 до 5 раз. По мере удаления от комбината на 20–30 км наблюдается уменьшение концентраций металлов до 2–3 фоновых значений.

Подобная закономерность наблюдается в распределении As и Hg. В распределении Pb по результатам исследований 2010 г. впервые отмечена тенденция увеличения содержания в поверхностных слоях ДО по мере приближения к комбинату. Ранее в региональном распределении Pb была отмечена отличная от всех ТМ картина — увеличение концентраций с востока на запад.

В целом по результатам исследований 2010–2014 гг. отмечено увеличение концентраций практически всех загрязняющих ТМ в поверхностных слоях ДО озер северо-запада Мурманской области по сравнению с исследованиями 2002–2004 и 1989–1993 гг., что говорит об усилении антропогенной нагрузки на водосборы озер.

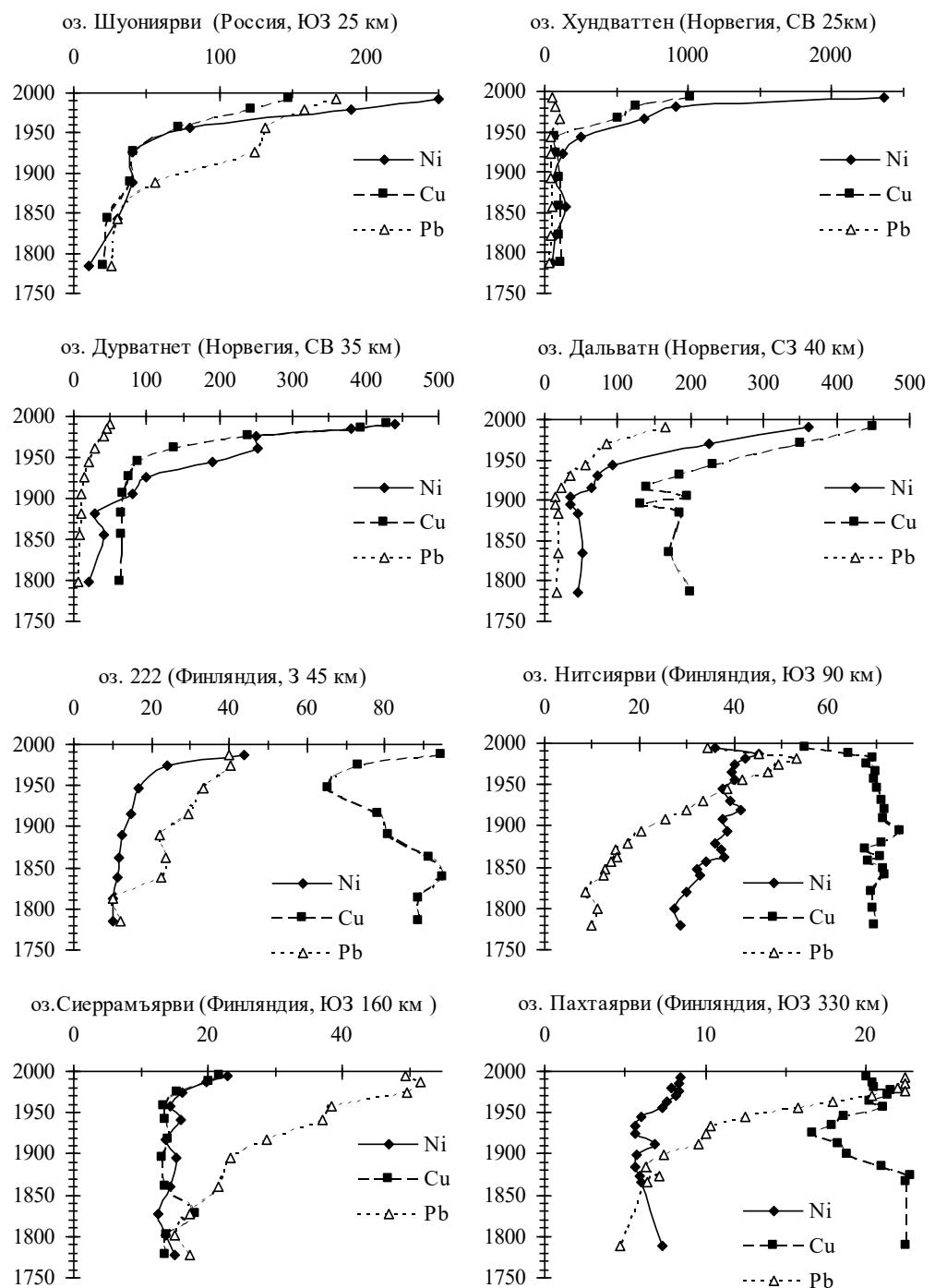


Рис. 2. Концентрации (мкг/г) Ni, Cu, Pb в датируемых ДО озер на различном удалении от комбината «Печенганикель»
 Fig 2. Concentrations ($\mu\text{g/g}$) of Ni, Cu, Pb in dated sediments of lakes at different distances from the Pechenganičel plant

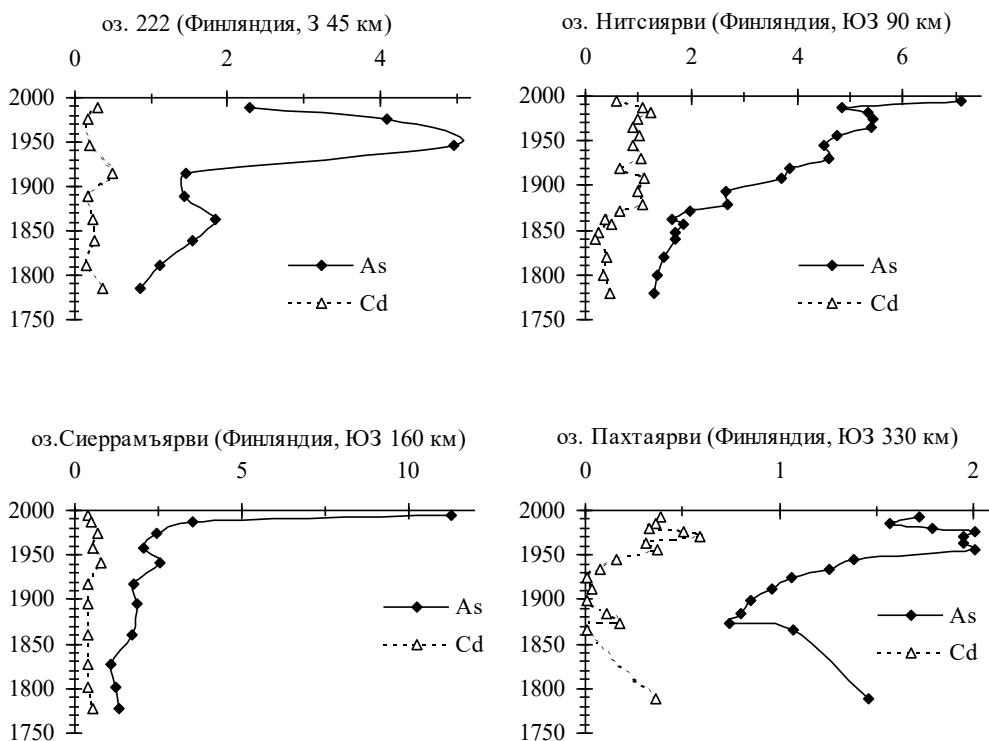


Рис. 3. Концентрации (мкг/г) As и Cd в датируемых ДО озер на различном удалении от комбината «Печенганикель»

Fig. 3. Concentrations ($\mu\text{g/g}$) of As and Cd in dated sediments of lakes at different distances from the Pechenganiikel plant

По результатам исследований ДО озер в 2010–2014 гг. очень высокие значения степени загрязнения (C_d) отмечены на расстоянии до 30 км от источников загрязнения, а значительные значения — до 60 км (рис. 5). В озерах, расположенных до 30 км, основной вклад в величину C_d вносят металлы, выбрасываемые в атмосферу комбинатом «Печенганикель» (Ni, Cu, Co), а в более удаленных озерах основными загрязняющими элементами становятся Pb, Cd, Hg и As, которые в последние десятилетия приобрели статус глобальных загрязняющих элементов. Согласно исследованиям 2002–2004 гг. получены результаты, подобные 2010–2014 гг., хотя в последние годы выявлено усиление загрязнения, особенно в ближайшей тридцатикилометровой зоне от комбината. По результатам исследований 1989–1993 гг. в озерах, находящихся в зоне влияния комбината «Печенганикель», очень высокие значения C_d отмечены на расстоянии до 10 км от источников загрязнения, значительные значения — до 15 км, а умеренные — до 40 км.

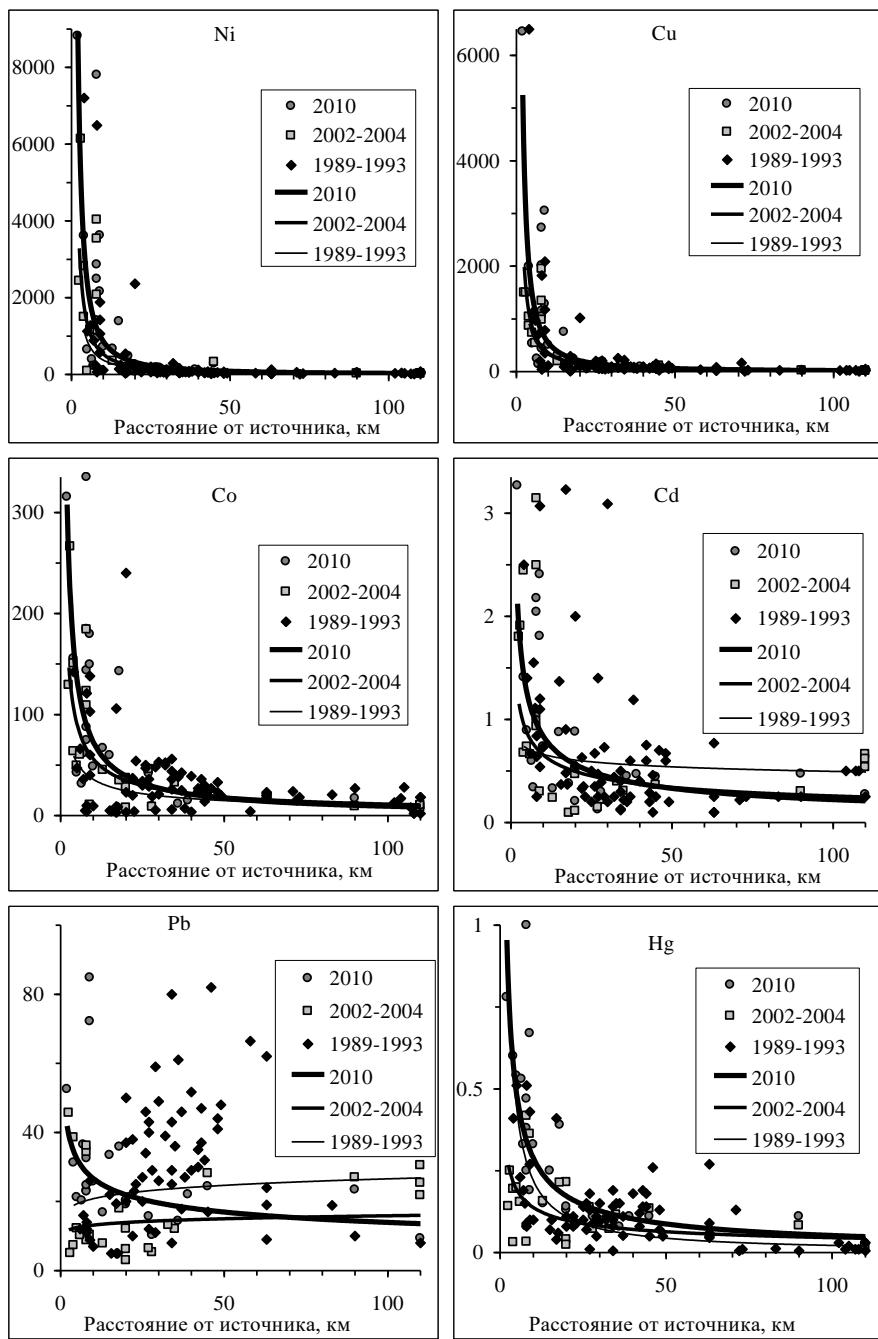


Рис. 4. Распределение концентраций основных загрязняющих элементов ($\mu\text{г/г}$ сухого веса) в поверхностном слое (0–1 см) ДО исследуемых озер по мере удаления от комбината «Печенганикель» в разные годы

Fig. 4. Distribution of concentrations of the main polluting elements ($\mu\text{g/g}$ dry weight) in the surface sediment layer (0–1 cm) of the investigated lakes as they move away from the Pechenganickel plant in different years

Атмосферные выпадения аэрозолей являются главной причиной загрязнения, в том числе и ТМ, наземных и водных экосистем, поверхностных и подземных вод (Яхнин и др., 1997). В фоновых территориях, где в балансе атмосферных выпадений значительная роль принадлежит растворимым формам металлов, с поверхностным стоком выносится до 5 % поступлений свинца и около 30 % поступлений цинка и кадмия (Елпатьевский, 1993; Кабата-Пендиас, Пендиас, 1989).

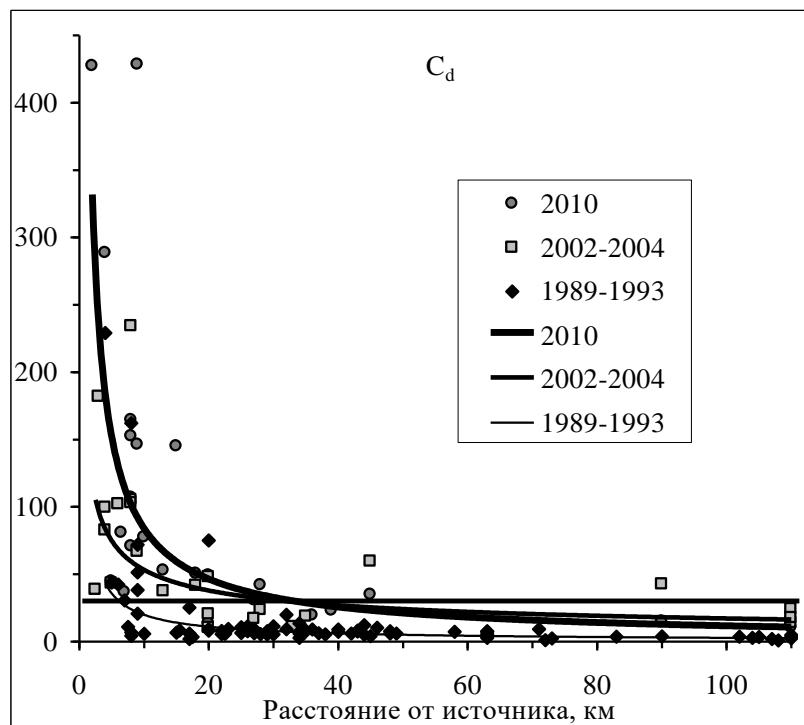


Рис. 5. Распределение значений степени загрязнения (C_d) в озерах на различном расстоянии от комбината «Печенганикель» в разные годы. Прямая линия соответствует высокой степени загрязнения ($C_d \geq 32$)

Fig. 5. The distribution of the values of the degree of pollution (C_d) in the lakes at different distances from the Pechenganickel plant in different years. A straight line corresponds to a high degree of contamination ($C_d \geq 32$)

В условиях техногенного загрязнения, когда существенно увеличивается роль твердофазных выпадений, поверхностный вынос сокращается до 1–3 % поступлений свинца и до 10 % цинка и меди (Елпатьевский, 1993). Остальная часть металлов накапливается в почве. Миграция металлов по почвенному профилю происходит со скоростью 0,1–0,4 см/год и характеризуется быстрым падением концентраций с увеличением глубины (Елпатьевский, 1993; Саэт и др., 1990; Cernic et al., 1994). Возможности самоочищения почв от антропогенных накоплений металлов признаются весьма ограниченными (Fridland et al., 1992; De Vries, Bunker, 1996; Miller, Fridland, 1994). Согласно вышеуказанным

исследованиям совокупный вынос металлов (поверхностный сток, почвенные растворы, биологические процессы и др.), при условии прекращения новых поступлений из антропогенных источников, обеспечит в зоне умеренного климата самоочищение загрязненных почв от свинца за период от 150–200 до 400–500 лет, от цинка, кадмия за 100–200 лет. Таким образом, период естественного самоочищения почв и наземных экосистем от загрязняющих металлов можно оценить величиной порядка $n \cdot 10^2$ лет (т. е. сотни лет).

Выводы

Таким образом, в результате исследований химического состава ДО озер северо-запада Мурманской области и приграничных районов Норвегии и Финляндии выявлена тенденция усиления антропогенной нагрузки на водосборы озер и на сами озера, несмотря на снижение выбросов и стоков загрязняющих веществ комбинатом «Печенганикель» в последние двадцать лет. Средние выбросы Ni и Cu комбинатом составляли 300 и 200 т/год соответственно, а стоки 5 и 0,2 т/год. За восьмидесятилетний период деятельности в компонентах окружающей среды (главным образом в наземных экосистемах — в почвах и растениях) накопилось огромное количество ТМ, которое после отмирания растений и разложения органических остатков со склоновым стоком, почвенными и подземными водами в виде органических и неорганических соединений постепенно поступает в водотоки и водоемы. С учетом накопленных ТМ в наземных экосистемах и многолетнего периода их самоочищения, интенсивное поступление ТМ в водоемы будет продолжаться еще не один десяток лет, даже если комбинат резко снизит их выбросы в окружающую среду.

Литература

- Даувальтер В. А. Концентрации тяжелых металлов в донных отложениях озер Кольского полуострова как индикатор загрязнения водных экосистем // Проблемы химического и биологического мониторинга экологического состояния водных объектов Кольского Севера. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. С. 24–35.
- Даувальтер В. А. Загрязнение донных отложений водосбора реки Пасвик тяжелыми металлами // Геоэкология. 1997. № 6. С. 43–53.
- Даувальтер В. А. Тяжелые металлы в донных отложениях озерно-речной системы озеро Инари — река Пасвик // Вод. ресурсы. 1998. Т. 25, № 4. С. 494–500.
- Даувальтер В. А. Закономерности осадконакопления в водных объектах Европейской Субарктики (природоохранные аспекты проблемы): автореф. дис. ... д-ра. геогр. наук. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. 52 с.
- Даувальтер В. А. Химический состав донных отложений субарктического озера под влиянием горной металлургии // Известия АН. Серия географическая. 2002ю № 4. С. 65–73.
- Даувальтер В. А., Кацулин Н. А. Химический состав донных отложений системы реки Пасвик в условиях глобального и локального загрязнения // Вестник Кольского научного центра РАН. 2014. № 2. С. 106–121.
- Елпатьевский П. В. Геохимия миграционных потоков в природных и природно-техногенных системах. М.: Наука, 1993. 253 с.
- Кабата-Пендас А., Пендас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Мир, 1989. 439 с.

Лукин А. А., Даувальтер В. А., Кашилин Н. А., Раткин Н. Е. Влияние аэротехногенного загрязнения на водосборный бассейн озер Субарктики и рыб // Экология. 1998. № 2. С. 109–115.

Моисеенко Т. И., Даувальтер В. А., Родюшкин И. В. Геохимическая миграция элементов в субарктическом водоеме (на примере озера Имандр). Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 127 с.

Моисеенко Т. И., Даувальтер В. А., Родюшкин И. В. Механизмы круговорота природных и антропогенных металлов в поверхностных водах Субарктики // Вод. ресурсы. 1998. Т. 25, № 2. С. 231–243.

Саев Ю. Е., Ревич Б. А., Янин Е. П. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.

Яхнин Э. Я., Томилина О. В., Деларов Д. А. Атмосферные выпадения тяжелых металлов и их влияние на экологическое состояние почв // Экологическая химия. 1997. № 6 (4). С. 253–259.

Amundsen P.-A., Kashulin N. A., Terentjev P., Gjelland K. Ø, Koroleva I. M., Dauvalter V. A., Sandimirov S., Kashulin A., Knudsen R. Heavy metal contents in whitefish (*Coregonus lavaretus*) along a pollution gradient in a subarctic watercourse // Environ. Monit. Assess. 2011. No. 1–4 (182). P. 301–316.

Cernic M., Federer P., Borcovec M., Sticher H. Modeling of heavy metal transport in a contaminated soil // J. Environ. Qual. 1994. Vol. 23. P. 1239–1248.

Dauvalter V. Concentrations of heavy metals in superficial lake sediments of Pechenga district, Murmansk region, Russia // Vatten. 1992. No. 2 (48). P. 141–145.

Dauvalter V. Heavy metals in lake sediments of the Kola Peninsula, Russia // Sci. Tot. Environ. 1994. Vol. 158. P. 51–61.

Dauvalter V. Heavy metal concentrations in lake sediments as an index of freshwater ecosystem pollution // Crawford R. M. M. (ed.) // Disturbance and recovery in Arctic lands: an ecological perspective. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands, 1997. P. 333–351.

Dauvalter V. A. Heavy metals in the bottom sediments of the Inari — Pasvik lake-river system // Water Resources. 1998. No. 4 (25). P. 451–457.

Dauvalter V. Impact of mining and refining on the distribution and accumulation of nickel and other heavy metals in sediments of subarctic lake Kuetsjärvi, Murmansk region, Russia // J. Environ. Monitor. 2003. No. 2 (5). P. 210–215.

Dauvalter V., Rognerud S. Heavy metals pollution in sediment of the Pasvik River drainage // Chemosphere. 2001. No 1 (42). P. 9–18.

Dauvalter V., Sandimirov S. Pollution of the sediments of the Paz River basin / eds. Stebel K., Chritinsen G., Derome J., Crekela I. // State of the environment in the Norwegian, Finnish and Russian border area. The Finnish Environment. 2007. No. 6. 55 p.

Dauvalter V., Kashulin N., Sandimirov S., Terentjev P., Denisov D., Amundsen P.-A. Chemical composition of lake sediments along a pollution gradient in a Subarctic watercourse // Journal of Environmental Science and Health, Part A. 2011. No. 9 (46). P. 1020–1033.

De Vries W., Bunker D. J. Manual for calculating critical load of heavy metals for soils and surface water. DLO Winland Staring Centre, Wageningen (The Netherlands). Report No 114, 1996. 133 p.

Fridland A. J., Craig B. M., Miller E. K., Herrick G. T., Siccamma T. G., Johnson A. N. Decreasing lead levels in the forest floor of the northeastern USA // AMBIO. 1992. Vol. 21. P. 400–430.

Håkanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control — a sedimentological approach // Water Res. 1980. Vol. 14. P. 975–1001.

Kashulin N. A., Ratkin N. E., Dauvalter V. A., Lukin A. A. Impact of airborne pollution on the drainage area of subarctic lakes and fish // Chemosphere. 2001. Vol. 42, No. 1. P. 51–59.

Lukin A., Dauvalter V., Kashulin N., Yakovlev V., Sharov A., Vandysh O. Assessment of copper-nickel industry impact on a subarctic lake ecosystem // Sci. Tot. Environ. 2003. Vol. 306. P. 73–83.

Miller E. K., Fridland A. J. Lead migration in forest soil. Response to changing atmospheric inputs // Environ. Sci. Technol. 1994. Vol. 28. P. 662–672.

Moiseenko T., Mjelde M., Brandrud T. et al. Pasvik River Watercourse, Barents Region: Pollution Impacts and Ecological Responses. Investigations in 1993. Oslo: NIVA-report OR-3118, 1994. 87 p.

Moiseenko T. I., Kudryavtseva L. P., Rodyushkin I. V., Dauvalter V. A., Lukin A. A. and Kashulin N. A. Airborne contaminants by heavy metals and aluminium in the freshwater ecosystems of the Kola subarctic region (Russia) // Sci. Tot. Environ. 1995. Vol. 160/161. P. 715–727.

Norton S. A., Henriksen A., Appleby P. G. et al. Trace metal pollution in eastern Finnmark, Norway, as evidences by studies of lake sediments. Oslo: SFT-report 487/92, 1992. 42 p.

Norton S. A., Appleby P. G., Dauvalter V., Traaen T. S. Trace metal pollution in eastern Finnmark, Norway and Kola Peninsula, Northeastern Russia as evidences by studies of lake sediment // NIVA-Report 41/1996. Oslo, 1996. 18 p.

Rognerud S. Sedimentundersøkelser i Pasvikela høsten 1989. Oslo: NIVA-Rapport 401/90, 1990. 10 p.

Rognerud S., Norton S. A., Dauvalter V. Heavy metal pollution in lake sediments in the border areas between Russia and Norway. Oslo: NIVA-Report 522/93, 1993. 18 p.

Rognerud S., Dauvalter V. A., Fjeld E., Skjelkvåle B. L., Christensen G., Kashulin N. Spatial Trends of Trace-Element Contamination in Recently Deposited Lake Sediment Around the Ni–Cu Smelter at Nikel, Kola Peninsula, Russian Arctic // AMBIO. 2013. No. 6 (42). P. 724–736.

State of the environment in the Norwegian, Finnish and Russian border area / eds. K. Stebel, G. Chritinsen, J. Derome, I. Crekela. The Finnish Environment. 2007. No. 6. 98 p.

Traaen T. S., Moiseenko T., Dauvalter V., Rognerud S., Henriksen A., Kudravseva L. Acidification of surface waters, nickel and copper in water and lake sediments in the Russian-Norwegian border areas / Working Group for Water and Environmental Problems under the Norwegian-Soviet Environmental Protection Commission. Oslo; Apatity, 1991. 20 p.

Сведения об авторе

Дауvalтер Владимир Андреевич

доктор географических наук, профессор, главный научный сотрудник, Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, v.dauvalter@ksc.ru

Dauvalter Vladimir Andreevich

Doctor of Sciences (Geography), Professor, Chief Researcher, Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS, v.dauvalter@ksc.ru

А. В. Дмитриева¹, Ф. А. Гордон²

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

U-Pb-ВОЗРАСТ ГРАНИТОВ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ (КАРЕЛИЯ)

Аннотация

В результате U-Pb изотопного датирования гранитов Хаутаваарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса установлено, что Шуйский и Хаутаваарский комплексы, а также Няльмозерский массив формировались синхронно 2,74–2,73 млрд лет назад.

Ключевые слова:

Хаутаваарская структура, U-Pb-возраст, Шуйский, Чалкинский, Няльмозерский массивы.

A. V. Dmitrieva¹, F. A. Gordon²

¹ Institute of Geology of KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

U-Pb ISOTOPE AGE OF HAUTAVAARA STRUCTURE GRANITES (KARELIA)

Abstract

The results of U-Pb isotopic dating of Hautavaara structure granites located in Vedlozero — Segozersky greenstone belt show that the Shuya and the Hautavaara complexes, as well as the Nyalmozero massif were formed synchronously 2,74–2,73 billion years ago.

Keywords:

Hautavaara structure, U-Pb age, Shuya massif, Chalka massif, Nyalmozero massif.

Введение

В Хаутаваарской структуре Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (3,05–2,85 млрд лет) Карельского кратона гранитоидный магматизм представлен Шуйским, Хаутаваарским и Виртайским комплексами.

Шуйский комплекс ограничивает породы Хаутаваарской структуры с востока и запада, включает ряд диорит-гранодиорит-плагиогранитовых массивов различного размера. Гранодиориты имеют крупнозернистую и порфировидную структуру, содержат включения голубого кварца.

Хаутаваарский комплекс (~ 2,74 млрд лет; Овчинникова и др., 1994; Bibikova et al., 2005) прорывает вулканиты и тела феррогаббро, включает Хаутаваарский, Чалкинский массивы и ряд мелких тел. Хаутаваарский интрузив расположен в центральной части структуры, представлен монцогаббро и монцодиоритами I фазы, кварцевыми монцодиоритами, граносиенитами и монцогранитами II фазы. Чалкинский массив ограничивает зеленокаменные толщи с северо-запада, сложен диоритами и кварцевыми диоритами с крупнозернистой и порфировидной структурой.

Няльмозерский массив расположен в восточном борту структуры, сложен мелкозернистыми умереннощелочными лейкогранитами. Севернее и восточнее массива встречаются интрузивные тела аналогичного состава.

Методы исследования

Для выделения цирконов были отобраны пробы из гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры (Шуйский, Чалкинский, Няльмозерский). U–Pb изотопно-геохронологическое исследование цирконов осуществлялось на мультиколлекторном вторично-ионном высокоразрешающем микрозонде SIMS SHRIMP-II (ASI, Австрия) в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (аналитик Лепехина Е. Н.), с использованием стандартов Temora (Black et al., 2003) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). Внутренняя структура зерен изучалась с применением оптической микроскопии и катодолюминесценции. Полученные результаты обрабатывались в программах SQUID v1.12 и ISOPLPT/Ex 3.22 (Ludwig, 2005a, б) с использованием констант распада (Steiger, Jäger, 1977). Поправка на нерадиогенный Pb по модели (Stacey, Kramers, 1975) введена на основе измеренного отношения $^{204}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$.

Результаты исследования

Из гранодиоритов Шуйского массива выделены светло-коричневые полупрозрачные призматические и удлиненно-призматические цирконы (проба 650a) длиной до 200–400 мкм (рис. 1, *a*).

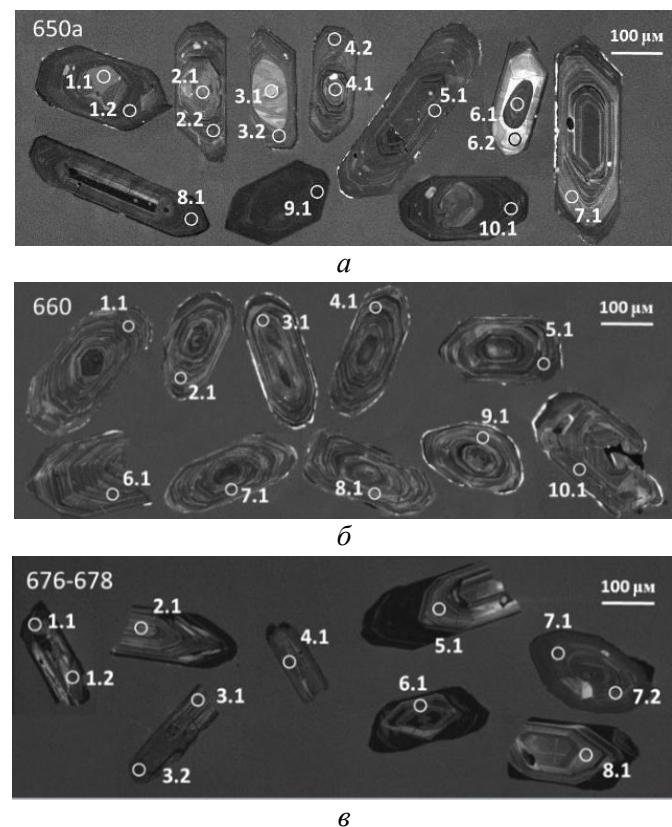


Рис. 1. Катодолюминисцентное изображение цирконов. Пояснения в тексте

Fig. 1. CL images of zircons. Explanations are in the text

Кристаллы характеризуются наличием магматической зональности, ядер, участков с интенсивным свечением и сильно затемненных зон. По десяти цирконам проведено пятнадцать локальных измерений изотопных концентраций и рассчитаны их отношения. Диапазон значений $^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ варьирует от 0,50 до 0,83, что характерно для магматических цирконов. На диаграмме Аренса — Везерилла (рис. 2, *a*) шесть точек образуют компактный конкордантный кластер ($-1 < D < 1$), соответствующий возрасту 2745 ± 10 млн лет. Наиболее древний конкордантный возраст, 2863 ± 31 млн лет, определен по циркону № 7, что соответствует времени формирования даек риолит-порфиров — 2862 ± 45 млн лет (Овчинникова и др., 1994). Данное зерно рассматривается как ксеногенное. Три точки являются (зерно № 4, ядро зерна № 6) дискордантными ($19 < D < 42$), пять точек (ядро зерна № 2, оболочки зерен № 1, 3, 5, 10) субконкордантны ($4 < D < 6$). Отклонение значений от конкордии связано с потерей радиогенного Pb.

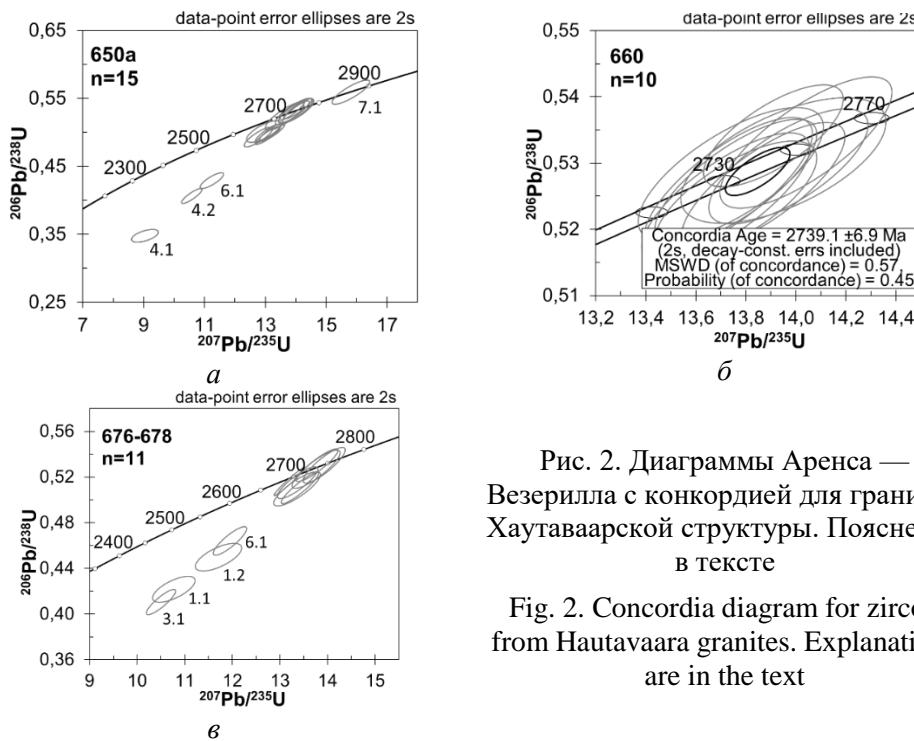


Рис. 2. Диаграммы Аренса — Везерилла с конкордией для гранитов Хаутаваарской структуры. Пояснения в тексте

Fig. 2. Concordia diagram for zircon from Hautavaara granites. Explanations are in the text

Из кварцевых диоритов Чалкинского массива получены светло-коричневые призматические и удлиненно-призматические цирконы и их обломки (проба 660) с внутренней осциляторной зональностью (рис. 1, *б*). Размер зерен 200–300 мкм. Отношение $^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ в пределах 0,56–0,79. Конкордантный возраст по десяти зернам циркона составляет $2739,1 \pm 6,9$ млн лет (рис. 2, *б*; D близка к 0 %) и согласуется с ранее установленными значениями возраста — 2745 ± 5 млн лет (Овчинникова и др., 1994).

Прозрачные и полупрозрачные, удлиненно-призматические цирконы и их обломки (проба 676–678) длиной до 155–290 мкм выделены из монцолейкогранитов Няльмозерского массива (рис. 1, *в*). Зерна имеют грубую зональность. Отношение $^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ в пределах 0,21–0,75. По четырем точкам

получено конкордантное значение возраста 2732 ± 11 млн лет (рис. 2, в). Четыре значения возраста (зерно № 1, 6, точка 3.1) дискордантны ($10 < D < 22$) и два субконкордантны ($2 < D < 3$).

Заключение

U–Pb изотопно-геохронологическое исследование цирконов из гранитоидов Хаутаваарской структуры показало, что формирование Шуйского и Хаутаваарского комплексов, а также Няльмозерского массива происходило синхронно $\sim 2,74$ млрд лет назад.

Благодарности

Авторы признательны А. В. Степановой, И. Г. Ванганен, А. В. Кервинен за оказанную помощь в проведении данного исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00447.

Литература

Овчинникова Г. В., Матреничев В. А. и др. U–Pb и Pb–Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2 (3). С. 266–281.

Bibikova E. V., 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.

Black L. P., Kamo S. L. et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chemical Geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

Ludwig K. R. SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. 2005a. 22 p.

Ludwig K. R. User's manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. 2005b. 71 p.

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Pl. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 207–221.

Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36. P. 359–362.

Wiedenbeck M., Alle P. et al. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // Geost. Newslett. 1995. Vol. 19. P. 1–23.

Сведения об авторах

Дмитриева Антонина Васильевна

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, ИГ КарНЦ РАН, dmitrievaa-v@yandex.ru

Гордон Файна Андреевна

кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник, ИГГД РАН, fany.gordon@yandex.ru

Dmitrieva Antonina Vasil'evna

PhD (Geology & Mineralogy), Researcher, IG KarRC RAS, dmitrievaa-v@yandex.ru

Gordon Faina Andreevna

PhD (Geology & Mineralogy), Junior Researcher, IPGG RAS, fany.gordon@yandex.ru

А. А. Иванова^{1, 2}, Л. Ф. Сырицо²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

ТУРГИНСКИЙ МАССИВ В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ КАК ПРИМЕР РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ Li–F ГРАНИТОВ А-ТИПА

Аннотация

В отличие от классических редкометалльных плюмазитовых гранитов Восточного Забайкалья лейкограниты Тургинского массива характеризуются слабым концентрированием Li и Ta, обогащением высокозарядными элементами (РЭЭ, Zr, Th, U), акцессорной минерализацией агпайтового характера. Предложено относить лейкограниты Тургинского массива к гибридному типу редкометалльных гранитов, промежуточному между плюмазитовыми и агпайтовыми. По петрохимическим признакам граниты классифицируются как граниты А-типа.

Ключевые слова:

редкометалльные Li–F граниты А-типа, гибридный тип редкометалльных гранитов, агпайтовая акцессорная минерализация, Тургинский массив, Восточное Забайкалье, геохимия.

A. A. Ivanova^{1, 2}, L. F. Syritso²

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

² Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg, Russia

THE TURGA MASSIF IN EASTERN TRANSBAIKALIA AS AN EXAMPLE OF A-TYPE RARE METAL Li–F GRANITES

Abstract

In contrast to the classical peraluminous rare-metal granites in Eastern Transbaikalia the leucogranites of the Turga massif are characterized by a weak concentration of Li and Ta, enrichment of the high field strength elements (REE, Zr, Th, U) and accessory mineralization with peralkaline character. It is proposed to include the leucogranites of the Turga massif to the hybrid type of rare-metal granites, intermediate between peraluminous and peralkaline. Based on petrochemical features, these granites are classified as A-type granites.

Keywords:

A-type rare-metal Li–F granites, hybrid type of the rare-metal granites, peralkaline accessory mineralization, the Turga massif, Eastern Transbaikalia, geochemistry.

Введение

Как известно, редкометалльные плюмазитовые и агпайтовые граниты принципиально различаются по геодинамическому режиму формирования, источникам плавления, геохимическим особенностям и металлогенической нагрузке. Примерами классических плюмазитовых Li–F гранитов могут служить амазонитсодержащие Орловский и Этыкинский массивы в Восточном Забайкалье, являющиеся месторождениями Та и Li. В качестве массивов редкометалльных щелочных гранитов рассматриваются обычно Арыскан, Улуг-Танзек, Катугинский, Зашихинский массивы.

В этом отношении исключительный интерес представляют собой массивы, не вписывающиеся в традиционные характеристики указанных объектов. В рамках данной работы предлагается рассмотреть Тургинский массив Li–F гранитов в Восточном Забайкалье как пример промежуточного типа гранитоидного магматизма. Традиционно этот массив относили к редкометалльным пломазитовым гранитам. Однако здесь происходит очень слабое концентрирование традиционных для таких систем рудных элементов — Li и Ta. В процессе детального изучения нами был установлен ряд нестандартных черт для гранитов Тургинского массива.

Тургинский интрузив является полиформационным и состоит из двух разновозрастных комплексов пород: шахтаминского монцодиорит-гранодиоритового ($159,2 \pm 3,7$ Ma) и кукульбейского гранит-лейкогранитового ($133,8 \pm 1,2$ Ma), с которым традиционно и связывается редкометалльное оруденение.

Материал и методика исследований

Исследование Тургинского массива проводилось на породном, минеральном и расплавном уровнях с применением современных методов (Иванова и др., 2018; Иванова, Сырицо, 2018, 2019). На основании данных о петрохимическом и редкоэлементном составе дифференциатов кукульбейского комплекса установлены основные закономерности развития массива, проведена типизация по индикаторным параметрам и дискриминационным диаграммам. Установлен специфический набор акцессорных минералов. Проведено сопоставление с классическими для региона пломазитовыми массивами.

Результаты и их обсуждение

Тургинский массив Li–F гранитов в Восточном Забайкалье отличается от рудоносных Орловского и Этыкинского массивов строением, минеральным составом, температурой кристаллизации и геохимической специализацией. Основной объем массива слагают породы с черным Li-сициерофиллитом (протолитионитом) с высоким содержанием железа и морионоподобным гороховидным кварцем. Наиболее поздние амазонитовые граниты представлены малыми штоками и дайками. Порфировидные биотитовые граниты, которые обычно выделяются в качестве материнских в Li–F системах, в Тургинском массиве встречаются только в виде останцов в апикальной части массива. В связи с этим выделение типичных фаз породообразования в Тургинском массиве затруднено. Наиболее поздние амазонитовые граниты образуют небольшие штоки и дайки.

С одной стороны, по петрохимическому составу и повышенному содержанию лиофильных редких элементов и фтора лейкограниты Тургинского массива относятся к геохимическому типу редкометалльных пломазитовых гранитов, по Л. В. Таусону (Таусон, 1977). Однако они отличаются от типичных Li–F гранитов иной геохимической специализацией, безрудны на Ta и Li. В их составе отсутствуют топаз и snowball кварц, а также высоколитиевые слюды (лепидолит). По сравнению с аналогичными гранитами региона, лейкограниты Тургинского массива характеризуются более высокой температурой кристаллизации. При этом температура кристаллизации протолитионитовых гранитов оценивается в 830 ± 20 °C, в то время как для наиболее ранних биотитовых гранитов температура оценивается в 730 ± 20 °C (Иванова и др., 2018). Резкое повышение температуры кристаллизации сопровождается

накоплением Zr, REE, Th, U в протолитионитовых гранитах, существенным повышением железистости слюд и пород в целом. Протолитионитовые и амазонитовые граниты Тургинского массива характеризуются появлением специфической минерализации: уран-ториевые минералы, ниобаты, фториды, фторкарбонаты и силикаты редких земель.

Оценка геодинамических условий формирования Тургинского массива на основе интерпретации дискриминационных диаграмм позволяет предположить, что магматизм развивался на этапе перехода к внутриплитной обстановке с сохранением черт коллизионного режима, что согласуется с представлением ряда исследователей (Гордиенко и др., 2019) о пике орогенеза в Забайкалье при закрытии Монголо-Охотского океана в середине юры. На диаграммах (рис. 1) Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) точки, отвечающие составу лейкогранитов Тургинского массива, образуют поле, тяготеющее к границе раздела синколлизионных и внутриплитных обстановок.

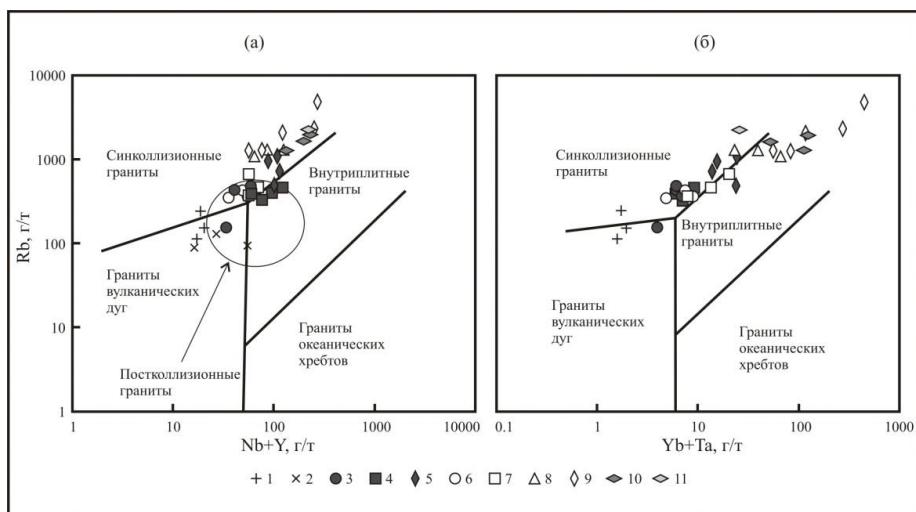


Рис. 1. Положение точек составов пород Тургинского, Орловского и Этыкинского массивов на дискриминационных диаграммах Пирса и др. (Pearce et al., 1984):

1–2 — шахтаминский комплекс: 1 — гранодиориты Тургинского массива, 2 — Орловский массив; 3–11 — кукульбейский лейкогранитовый комплекс, Тургинский массив: 3 — порфировидные биотитовые граниты, 4 — протолитионитовые граниты, 5 — амазонитовые граниты; Орловский массив: 6 — биотитовые граниты, 7 — двуслюдяные протолитионитовые граниты, 8 — порфиробластовые граниты, 9 — амазонитовые граниты

Fig 1. The rocks of the Turga, Orlovka and Etyka massifs on the diagrams of Pearce et al. (1984):

1–2 — the Shakhtaminskiy complex: 1 — granodiorites of the Turga massif, 2 — the Orlovka massif; 3–11 — Kukul'beyskiy leucogranite complex, Turga massif: 3 — porphyritic biotite granites, 4 — protolithionite granites, 5 — amazonite granites; Orlovka massif: 6 — biotite granites, 7 — two-mica protolithionite granites, 8 — porphyroblast granites, 9 — amazonite granites

Положение их сходно с положением точек состава модельного Орловского массива. Уточнение геодинамической обстановки возможно при помощи диаграммы Н. Харриса (Harris et al., 1986) для гранитов (рис. 2), в основу построения которой положены отношения Rb / Hf и Rb / Ta . Эта диаграмма может использоваться для разделения гранитов *A*-типа различной геодинамической специфики. Фигуративные точки состава кукульбейских гранитов Тургинского массива в целом приурочены к полю постколлизионных гранитов. Лишь точки состава ранних порфировидных биотитовых гранитов тяготеют к полю синколлизионных гранитов.

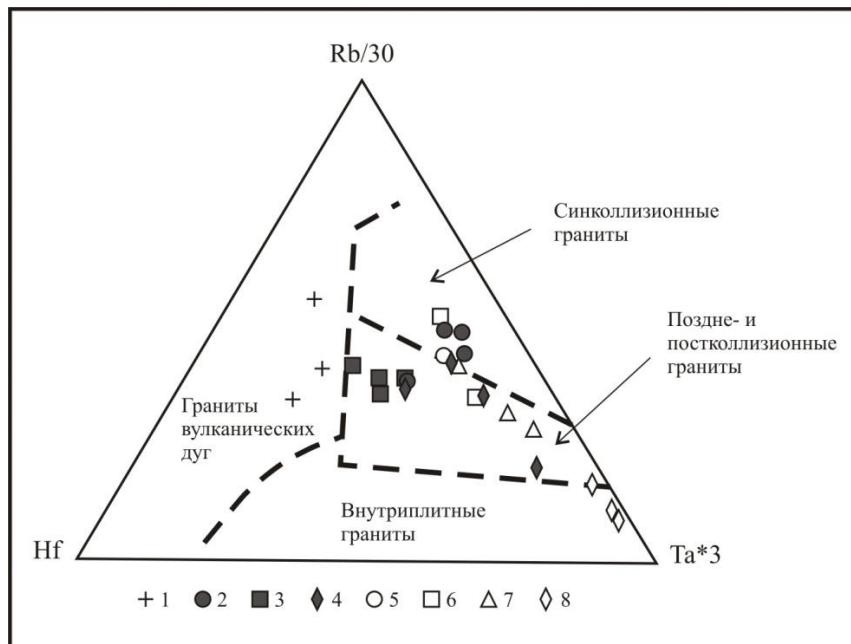


Рис. 2. Положение точек составов пород Тургинского и Орловского интрузивов на диаграмме Н. Харриса и др. (Harris et al., 1986).

Тургинский массив: 1 — гранодиориты шахтаминского комплекса; кукульбейский комплекс лейкогранитов: 2 — порфировидные биотитовые граниты, 3 — протолитионитовые граниты, 4 — амазонитовые граниты; Орловский массив: 5 — биотитовые граниты, 6 — двуслюдянные протолитионитовые граниты, 7 — порфиробластовые граниты, 8 — амазонитовые граниты

Fig. 2. The rocks of the Turga and Orlovka massifs on the diagram of Harris et al. (1986). Turga massif: 1 — granodiorites of the Shakhtaminskiy complex; Kukul'beyskiy complex of leucogranites: 2 — porphyritic biotite granites, 3 — protolithionite granites, 4 — amazonite granites; Orlovka massif: 5 — biotite granites, 6 — two-mica protolithionite granites, 7 — porphyroblast granites, 8 — amazonite granites

Принадлежность гранитов Тургинского массива к *A*-типу, проявляющаяся на рассмотренных геодинамических диаграммах, находится в согласии с петрогохимическими особенностями этих пород. Протолитионитовые граниты

Тургинского массива отличаются от пород других массивов повышенной железистостью (и в том числе высокожелезистым составом слюд), обогащением высокозарядными элементами (Zr, Nb, Hf, РЗЭ, U, Th). В сочетании с низкими концентрациями Sr, P, Ti указанные особенности состава, определяющие резкие минимумы на мультиэлементных спектрах, являются характерными признаками *A*-типа гранитов (Гребенников, 2014; Туркина, 2014). Такое представление подтверждается положением их состава на диаграммах Дж. Вэйлина (Whalen et al., 1987) и А. В. Гребенникова (Гребенников, 2014), позволяющих выделить граниты *A*-типа. На диаграммах Дж. Вэйлина (рис. 3), учитывающих редкоземельный состав, фигуративные точки состава протолитионитовых гранитов главной фазы Тургинского массива и частично амазонитовых гранитов ложатся в область *A*-гранитов. Согласно дискриминантной диаграмме для классификации магматических пород *A*-типа на основе петрохимического состава (рис. 4), предложенной А. В. Гребенниковым, лейкограниты Тургинского массива приурочены к полю *A*₂ — «кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов», при этом локализация их соответствует обстановке внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек (Гребенников, 2014). Это обстоятельство согласуется с геодинамическими реконструкциями ряда исследователей (Коваленко и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003), согласно которым магматизм в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса контролировался Центрально-Азиатским горячим полем мантии, обусловившим появление группы горячих точек, т. е. мантийных плюмов.

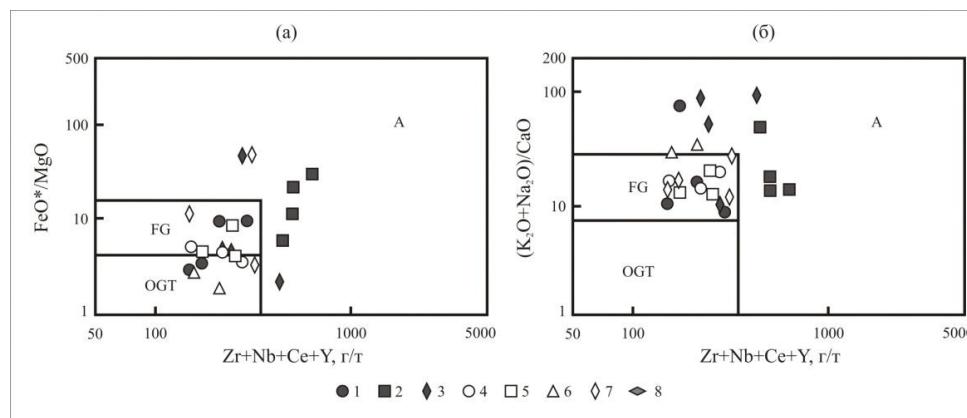


Рис. 3. Положение точек составов пород Тургинского и Орловского интрузивов на диаграммах Дж. Вэйлина (Whalen et al., 1987).

Тургинский массив: 1 — порфировидные биотитовые граниты, 2 — протолитионитовые граниты, 3 — амазонитовые граниты; Орловский массив: 4 — биотитовые граниты, 5 — двуслюдяные протолитионитовые граниты, 6 — порфиробластовые граниты, 7 — амазонитовые граниты

Fig 3. The granites of the Turga and Orlovka massifs on the diagrams of Whalen et al. (1987). Turga massif: 1 — porphyritic biotite granites, 2 — protolithionite granites, 3 — amazonite granites; Orlovka massif: 4 — biotite granites, 5 — two-mica protolithionite granites, 6 — porphyroblast granites, 7 — amazonite granites

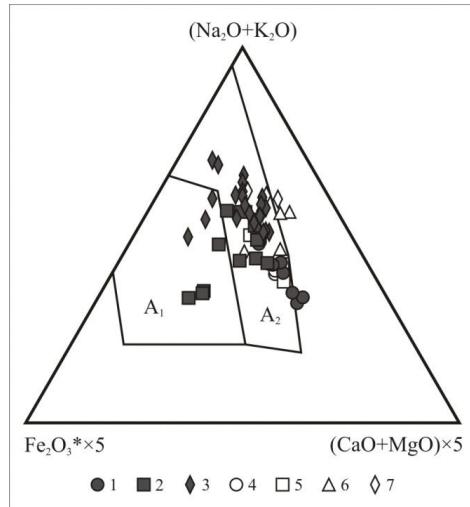


Рис. 4. Положение точек составов пород Тургинского и Орловского интрузивов на тройной петрографической диаграмме А. В. Гребенникова (Гребенников, 2014).

Тургинский массив: 1 — порфировидные биотитовые граниты, 2 — протолитионитовые граниты, 3 — амазонитовые граниты; Орловский массив: 4 — биотитовые граниты, 5 — двуслюдяные протолитионитовые граниты, 6 — порфиробластовые граниты, 7 — амазонитовые граниты

Fig 4. The granites of the Turga and Orlovka massifs on the diagrams of Grebennikov (2014). Turga massif: 1 — porphyritic biotite granites, 2 — protolithionite granites, 3 — amazonite granites; Orlovka massif: 4 — biotite granites, 5 — two-mica protolithionite granites, 6 — porphyroblast granites, 7 — amazonite granites

Выводы

По химизму лейкограниты Тургинского массива соответствуют *A*-типу гранитов, в то время как типичные Li—F граниты редкometалльных массивов Забайкалья традиционно относят к *S*-типу. Тургинский массив предлагается относить к новому для этого региона промежуточному (гибридному) геохимическому типу редкometалльных гранитов, в котором при сходной с рудоносными массивами Забайкалья (Орловский, Этыкинские массивы) плюмазитовости петрохимического состава породы сопровождаются рудной и акцессорной минерализацией, типичной для агпайтовых пород и отражающей их редкоземельно-цирконий-ториевую специализацию.

Благодарности

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00957). Исследования проводились с использованием оборудования Научного Парка СПбГУ.

Литература

Гордиенко И. В., Метелкин Д. В., Ветлужских Л. И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 3. С. 318–341.

Гребенников А. В. Гранитоиды A-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.

Иванова А. А., Сырицо Л. Ф., Баданина Е. В., Сагитова А. М. Циркон полиформационного Тургинского массива с амазонитовыми гранитами (Восточное Забайкалье) и его петрогенетическое значение // ЗРМО. 2018. № 6. С. 1–21.

Иванова А. А., Сырицо Л. Ф. Геохимические предпосылки безрудности Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье // Вопросы естествознания. 2018. № 3 (17). С. 64–70.

Иванова А. А., Сырицо Л. Ф. Особенности акцессорной минерализации Тургинского массива амазонитсодержащих Li–F гранитов в Восточном Забайкалье и её петрогенетическое значение // Материалы X Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2019. С. 94–96.

Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Владыкин Н. В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. Т. 10, № 3. С. 227–253.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов / АН СССР, Сиб. отд-ние; Ин-т геохимии. М.: Наука, 1977. 280 с.

Туркина О. М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. 118 с.

Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.

Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // M. P. Coward, A. C. Ries (Eds.). Collisions tectonics. Geol. Soc. Spec. Pub. 1986. Vol. 19. P. 67–81.

Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. 25. P. 956–983.

Whalen J. B., Currie K. L. & Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. 95. P. 407–419.

Сведения об авторах

Иванова Анна Александровна

ведущий инженер, ИГГД РАН, anna_al_ivanova@mail.ru

Сырицо Людмила Федоровна

доктор геолого-минералогических наук, профессор,
кафедра геохимии Института наук о Земле СПбГУ

Ivanova Anna Aleksandrovna

Principal Engineer, Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS,
anna_al_ivanova@mail.ru

Syritso Liudmila Fedorovna

Doctor of Sciences (Geology & Mineralogy), Professor, Department of Geochemistry,
Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.015

УДК 552.086:552.122

Е. С. Иванова

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ФЛАНГОВ НОВОГОДНЕНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Аннотация

Охарактеризованы минералого-петрографические и структурно-текстурные особенности вмещающих пород флангов Новогодненского рудного поля (Полярный Урал), а также изучен их минеральный состав. Описаны следующие типы пород: алевролиты, песчаники, туфопесчаники, туфогравелиты и андезибазальты. Главными нерудными минералами являются плагиоклаз, кварц, карбонат; второстепенными — хлорит, диопсид, эпидот, серицит и альбит.

Ключевые слова:

Полярный Урал, Новогодненское рудное поле, текстурно-структурные особенности пород, осадочные породы.

E. S. Ivanova

Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE HOST ROCKS OF THE FLANKS OF THE NOVOGODNENSKY ORE FIELD (THE POLAR URALS)

Abstract

The paper presents the mineralogical-petrographic and structural-textural characteristics of the host rocks of the flanks of the Novogodnenskoe ore field (the Polar Urals). The following rock types are described: aleurolites, sandstones, tuff-sandstones, tuff-gravelites and andesibasalts. The main non-metallic minerals are plagioclase, quartz, carbonate; the subordinate are chlorite, diopside, epidote, sericite, and albite.

Keywords:

Polar Urals, Novogodnenskoe ore field, textural-structural characteristics of rocks, sedimentary rocks.

Новогодненское рудное поле локализовано в ЮВ части Тоупугол-Ханмейшорского рудного района северного сегмента Войкарской структурно-формационной зоны, в пределах которой расположены вещественные комплексы ордовикско-девонской островодужной системы Полярного Урала (Соболев и др., 2018). С этими островодужными (преимущественно позднесилурийско-среднедевонскими) комплексами связаны два месторождения (Новогоднене-Монто — Au-Fe-скарновое и Петропавловское — крупное Au-порфировое) и ряд рудопроявлений (Карьерное, Аномальное, Ханмейшорское и др.) (Кениг, Бутаков, 2013). В 2018 г. исследованы вулканиты и туфотурбидиты в стенках карьера 14-й км трассы Обская — Бованенково (участок Карьерный), расположенный в ~1 км к ЮЗ от месторождения Петропавловское, вблизи западной границы Новогодненского рудного поля (Викентьев и др., 2017). Ранее в ходе ГДП-50 здесь установлено проявление золоторудной минерализации с прогнозными ресурсами 5 т по категории P_2 (по состоянию на 2005 г.) (Зылева и др., 2014).

Цель данной работы направлена на создание новой геодинамической модели, которая послужит основой для прогнозирования рудных месторождений

Полярно-Уральского региона. Задача исследования — изучение минералогопетрографических, структурно-текстурных особенностей вмещающих пород флангов Новогодненского рудного поля. Было выполнено микроскопическое описание вмещающих пород: алевролитов, песчаников, туфопесчаников, туфогравелитов и андезибазальтов.

Участок сложен тектонически нарушенными, но крайне слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами тоупугольской толщи (S_2 – D_1 *tp*) с широким развитием флишоидов, полимиктовых брекчий с обломками вулканогенных, интрузивных и карбонатных пород. Толща прорвана дайками мелко- и среднезернистых диоритовых порфиритов и кварцевых диоритов собского комплекса субширотной и СВ ориентировок, долеритов субмеридиональной (до ССЗ) и субширотной (до ВСВ) ориентировок, долеритов и лампрофиров мусюрского комплекса.

Вулканогенно-осадочные породы представлены среднеобломочными и мелкообломочными кристаллокластическими туфопесчаниками и туфогравелитами с невыдержаным размером обломочных зерен. Структура пород — псаммитовая, псевфитовая; текстура — массивная, прожилковая, слоистая. Минеральный состав обломков представлен плагиоклазом (олигоклаз) (30 об. %), кварцем (10–30 об. %), кальцитом (20 об. %), эпидотом (5–10 об. %), хлоритом (5–30 об. %), вулканическим стеклом (0–10 об. %); форма — угловатая, неправильная форма обломков, а также присутствуют литокласти и рудокласти (до 10,0 см).

Среди вулканитов наиболее распространены андезибазальты. Основными пордообразующими минералами являются плагиоклаз (андезин) (40 об. %), клинопироксен (20 об. %), кальцит (5 об. %), альбит (5 об. %), кварц (< 1 об. %), в качестве вторичных минералов распространены хлорит (15 об. %), серицит (5 об. %), эпидот (5 об. %). Структура — порфировая, характеризующаяся наличием фенокристаллов плагиоклаза (до $2,5 \times 5,4$ мм) и клинопироксена (до $1,5 \times 3,0$ мм) таблитчатого и удлиненно-призматического габитусов. Вкрапленники погружены в мелкозернистую массу плагиоклаз-хлоритового состава с редкими выделениями пироксена и кварца неправильной формы. Структура основной массы представлена хаотично ориентированными микролитами плагиоклаза удлинено-призматического габитуса ($0,05 \times 0,15$ мм), выделениями клинопироксена ($0,1 \times 0,1$ мм) и редкими зернами кварца ($0,05 \times 0,1$ мм) неправильной формы, а также хлоритом, заполняющим интерстиции между кристаллами ($0,1 \times 0,15$ мм), и отвечает интерсерタルной структуре. Реже встречается гиалопилитовая структура основной массы, характеризующаяся распространением исключительно беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза ($0,005 \times 0,025$ мм). Текстура — массивная, прожилковая, гнездовая. Наблюдается сходство структурно-текстурных характеристик вулканитов с вмещающими породами месторождения Новогоднене-Монто, особое распространение также получила интерсерタルная структура (Иванова, Тюкова, 2019).

Осадочные породы представлены тонкослоистыми туфоалевролитами, мелкообломочными туфоаргиллитами и мелко- и среднезернистыми туфопесчаниками. Они слагают ритмичные пачки, невыдержаные по составу и мощности литоциклов. Породы демонстрируют параллельную, косую

и линзовидную слоистость варьирующей мощности; местами нарушены мелкими прямыми и опрокинутыми складками.

В алевролитах редко отмечаются зоны брекчирования, трещины которых заполнены новообразованным кальцитом. Состав обломков олигомиктовый и представлен кальцитом (25 об. %), кварцем (15 об. %) и редкими чешуйчатыми выделениями гидрослюд (< 1 об. %) с окатанной и угловатой формой (до $0,03 \times 0,04$ мм). Процессы карбонатизации и хлоритизации образуют прожилки карбонатного (до 0,44 мм), кварц-карбонатного (до 0,16 мм) и карбонат-хлоритового (до 0,25 мм) состава, проявляющиеся при заполнении пор новообразованным материалом (до $0,04 \times 0,2$ мм).

Песчаник имеет среднезернистую, в прослоях мелкозернистую (в среднем $0,12 \times 0,12$ мм) псаммитовую структуру. Текстура — массивная, прожилковая. Состав обломков полимиктовый: кальцит (60 об. %), кварц (20 об. %), плагиоклаз (олигоклаз) (5 об. %) и редкие выделения гидрослюд (< 1 об. %). Форма обломков окатанная, округлая, реже — угловатые формы зерен плагиоклаза. Хлоритизация, карбонатизация и серicitизация, развиваются в обломках плагиоклаза. Отмечаются линзы и прожилки кальцита (до $0,05 \times 0,1$ мм), тонкие прожилки кварц-карбонатного состава (до 0,08 мм).

Кварц в вулканогенно-осадочных породах представлен угловатыми обломками (до $0,08 \times 0,12$ мм), формирует гнезда (до $0,2 \times 0,3$ мм), линзы (до $0,04 \times 0,1$ мм), карбонат-кварцевые (до 0,4 мм), карбонат-кварц-эпидотовые (до 7,5 мм) прожилки, в последнем случае образует идиоморфные изометричные зерна ($0,1 \times 0,1$ мм) и удлиненно-призматические, шестоватые кристаллы (до $0,1 \times 0,3$ мм). Реже наблюдаются участки дробления кварца с размерами зерен до 0,2 мм. В вулканогенных породах кварц встречается редко в виде мелких зерен неправильной формы в основной массе ($0,05 \times 0,1$ мм).

Кальцит формирует скопления (до $0,32 \times 0,42$ мм) в составе рудокластов (до $2,25 \times 2,5$ мм); крупные линзы (до $0,8 \times 2,6$ мм) с оторочкой хлорита, гнезда (до $0,1 \times 0,12$ мм), карбонат-кварцевые (до 1,0 мм) и карбонат-кварц-эпидотовые (до 7,5 мм) прожилки. В единичном случае отмечается литокласт известкового состава ($1,4 \times 2,0$ мм). Кальцит развивается в качестве вторичного минерала в зернах плагиоклаза, заполняет промежутки между гранулированными зернами кварца, в составе альбитового прожилка в виде мелких изометричных зерен (до 0,2 мм) в вулканитах.

Плагиоклаз наблюдается в виде угловатых слабо серicitизированных обломочных зерен (до $0,3 \times 1,25$ мм), удлиненно-призматических и таблитчатых кристаллов (до $2,5 \times 5,4$ мм), в единичном случае отмечается сросшиеся индивиды. Редкие зерна сохранили следы пластической деформации. В туфогравелитах редко отмечаются крупные окатанные обломки в рудокластах (до $0,85 \times 1,05$ мм), чаще встречается в них в виде лейст размером ($0,04 \times 0,22$ мм). Редко в вулканогенно-осадочных породах наблюдаются участки субпараллельных микролитов плагиоклаза (до $0,01 \times 0,05$ мм), интерстиции между которыми заполнены агрегатом хлорита и карбоната.

Бледно-зеленый хлорит-1 развивается в качестве вторичного минерала в зернах плагиоклаза, образует псевдоморфозы по кристаллам оливина неправильной формы ($0,75 \times 0,85$ мм), встречается в составе основной массы, замещая вулканическое стекло. Хлорит-2 отличается более насыщенной зеленой окраской. Он распространен по редким трещинам в плагиоклазе, образует и

окаймляет прожилки карбонатного состава (до 0,05 мм). Наблюдаются новообразованные таблитчатые кристаллы хлорита-2 (до $0,2 \times 0,5$ мм); в некоторых рудокластах он встречается в виде округлых выделений (до 0,3 мм).

Минералы группы эпидота образуют мелкие вкрапления в зернах плагиоклаза и распространены в составе мономинеральных (до 0,04 мм), карбонат-кварц-эпидотовых прожилков (до 0,7 мм); представлены зернами призматического габитуса (до $0,06 \times 0,22$ мм) и неправильной формы (до $0,04 \times 0,04$ мм); окаймляет альбитовый прожилок (мощность каймы до 0,76 мм). Желтовато-зеленый эпидот образует гнездовидные (до $0,1 \times 0,2$ мм) и линзовидные (до $0,16 \times 1,2$ мм) выделения. Реже клиноцизит представлен шестоватым радиально-лучистым агрегатом (до $0,04 \times 0,14$ мм), формирующим гнезда (до $0,4 \times 0,8$ мм). Подобное распространение эпидота характерно для месторождения Новогоднее-Монто.

Желтоватый клинопироксен (диопсид) встречается в вулканитах в виде удлиненно-призматических до $1,5 \times 3,0$ мм, реже восьмиугольных сечений (до $1,25 \times 2,1$ мм) зерен в качестве вкрапленников и мелких зерен неправильной формы в составе основной массы ($0,1 \times 0,15$ мм). Зерна клинопироксена хлоритизированы. Вследствие слабого влияния вторичных процессов диопсид схожей морфологии отмечается в составе вмещающих пород месторождения Новогоднее-Монто (Иванова, Тюкова, 2019).

Альбит составляет мощный прожилок (более 0,62 мм) совместно с кальцитом и призматические кристаллы ($0,08 \times 0,16$ мм).

Серицит образует совместно с циозитом тонкую вкрапленность в зернах плагиоклаза. Средний размер чешуек — $0,005 \times 0,01$ мм.

В песчанике сульфиды (преимущественно пирит) образуют кубические кристаллы (до 0,4), зерна неправильной формы (до 0,1 мм) и скопления. В алевролитах сульфиды образуют линзы (до $0,02 \times 0,3$ мм) с выделениями чешуйчатого агрегата хлорита. В единичном случае был отмечен прожилок палеотипного андезибазальта (до 2 мм), к которому приурочена основная масса сульфидов в виде тонкозернистых выделений. По мере удаления от прожилка концентрация сульфидов уменьшается. В туфогравелитах сульфиды образуют шарообразные выделения (до 0,05 мм); в вулканитах — скопления (до 0,3 мм), приуроченные к контактам прожилков, фенокристаллам клинопироксена и выделениям хлорита, а также кубические сечения (до 0,15 мм) и их скопления.

Таким образом, по особенностям геологического строения, минералогопетрографическим и структурно-текстурным особенностям наблюдается связь вмещающих пород флангов Новогодненского рудного поля с породами месторождения Новогоднее-Монто.

1. Наличие порфировых вкрапленников в андезибазальтах свидетельствует о их формировании в промежуточных магматических камерах.

2. Присутствие в терригенных породах обломков плагиоклаза, кварца, карбоната и эпидота свидетельствует о преобладающем составе питающих провинций, поставлявших обломочный материал. Соответственно, это были магматические породы основного и среднего состава.

3. Отсутствие сортировки и слабая окатанность обломков свидетельствует о локальном, близко расположенному источнике сноса.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 18-05-70041 «Ресурсы Арктики».

Литература

Викентьев И. В., Мансуров Р. Х., Иванова Ю. Н., Тюкова Е. Э., Соболев И. Д., Абрамова В. Д., Выхристенко Р. И., Трофимов А. П., Хубанов В. Б., Грознова Е. О., Двуреченская С. С., Кряжев С. Г. Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 6. С. 501–541.

Зылёва Л. И., Коновалов А. Л., Казак А. П., Жданов А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард. Объяснительная записка. 1 : 1 000 000 (третье поколение). СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 396 с. + 7 вкл.

Иванова Е. С., Тюкова Е. Э. Минералого-петрографическая характеристика Au-Fe-скарнового месторождения Новогоднене-Монто, Полярный Урал // Металлогенез древних и современных океанов. 2019. Т. 25. С. 189–193.

Кениг В. В., Бутаков К. В. Месторождения рудного золота Новогоднене-Монто и Петропавловское — новый золоторудный район на Полярном Урале // Разведка и охрана недр. 2013. № 11. С. 22–24.

Соболев И. Д., Соболева А. А., Удоратина О. В., Варламов Д. А., Хоуриган Дж. К., Хубанов В. Б., Буянуев М. Д., Соболева Д. А. Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018. № 5. С. 39–74. DOI: 10.1134/S0016853X18050065

Сведения об авторе

Иванова Екатерина Сергеевна

студентка, Санкт-Петербургский горный университет, ekate.s.ivanova@gmail.com

Ivanova Ekaterina Sergeevna

Student, Saint Petersburg Mining University, ekate.s.ivanova@gmail.com

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.016

УДК 622.01

Э. В. Каспарьян¹, Ю. В. Федотова², Н. Н. Кузнецов¹

¹Горный институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

²Институт горного дела ДВО РАН, Хабаровск, Россия

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ЕСТЕСТВЕННОМ НАПРЯЖЕННОМ СОСТОЯНИИ МАССИВОВ СКАЛЬНЫХ ПОРОД

Аннотация

Излагается анализ развития представлений о параметрах естественных полей напряжений массивов горных пород от самых первых гипотез и до принятых в настоящее время положений, основанных на результатах непосредственных измерений. Приведены результаты длительных наблюдений в массиве пород одного из рудников хибинских апатит-нефелиновых месторождений, а также результаты математического моделирования, на основании которых сформулировано предположение о формировании тектонической составляющей общего поля напряжений за счёт подпитки энергией по некоторым (активным) структурным неоднородностям (разломам), поступающей из глубинных слоёв Земли. Вследствие этого реальное поле естественных напряжений характеризуется резко неоднородной,

мозаичной структурой и иерархичным строением, при котором параметры поля существенно различаются в пределах различных структурных блоков.

Ключевые слова:

геомеханика, массив горных пород, разломы, естественное напряженное состояние, гравитационно-тектоническое поле напряжений, натурные наблюдения, сейсмические события, математическое моделирование.

E. V. Kasparyan¹, Yu. V. Fedotova², N. N. Kuznetcov¹

¹ Mining Institute of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

² Mining Institute of FEB RAS, Khabarovsk, Russia

DEVELOPMENT OF CONCEPTIONS ABOUT THE NATURAL STRESS STATE OF HARD ROCK MASSIFS

Abstract

The article presents the analysis of development of conceptions about the natural stress field parameters of rock massifs from the very first hypotheses to the currently adopted statements based on the results of direct measurements. The results of long-term observations at the mine of the Khibiny apatite-nepheline deposits are given. Also, using the mathematical modeling method the assumption of tectonic component formation of the general stress field due to the energy supply from deep layers of the Earth by some (active) structural discontinuities (faults), is formulated. As a result, the real field of natural stresses is characterized by a sharply heterogeneous and mosaic structure in which the field parameters differ significantly within the various structural blocks.

Keywords:

geomechanics, rock massif, faults, natural stress state, gravitational-tectonic stress field, *in situ* measurements, seismic events, mathematical modeling.

Введение

Породные массивы, как объекты исследования в геомеханике, имеют одну очень существенную особенность по сравнению с объектами, рассматриваемыми в механике вообще или в механике твёрдых деформируемых тел в частности. До производства работ, т. е. ещё в своём изначальном состоянии они уже находятся в напряжённом состоянии, которое обычно называют *естественным* или *начальным напряжённым состоянием*.

В настоящее время считается, что можно выделить две раздельные, но тесно взаимосвязанные группы основных факторов, определяющих напряжённо-деформированное состояние верхней части земной коры, а следовательно, и начальное напряжённое состояние массивов горных пород: 1) внешние факторы — проявления планетарных воздействий, в первую очередь, от ближайших планет и Солнца; 2) внутренние факторы — проявления процессов, происходящих во внутренних слоях Земли и обуславливающих возникновение различных силовых полей, в частности гравитационных и тектонических сил.

При этом результаты исследований по оценке степени внешних факторов на изменение напряжённого состояния массивов горных пород, полученные к настоящему времени, показывают, что эту группу целесообразно рассматривать как причины возможной нестабильности состояния массивов только в пределах достаточно длительных периодов времени и для достаточно крупных участков земной коры. При рассмотрении конкретных вопросов геомеханики применительно к технологии ведения горных работ планетарные силы можно не учитывать при оценке силовых параметров, определяющих условия поведения конкретных участков массива горных пород на данном (ограниченном) отрезке времени.

Что касается второй группы факторов, то здесь представления о природе и механизмах возникновения начального напряжённого состояния массивов горных пород менялись по мере развития общих представлений о Земле и геологических и тектонических процессах в её недрах.

Одной из первых гипотез (1878 г.) о природе естественных полей напряжений в верхней части земной коры Земли является гипотеза А. Гейма (Heim, 1878), согласно которой массивы горных пород вследствие действия гравитационных сил в течение весьма длительного времени (геологических эпох) находятся в скрыто-пластическом состоянии, поэтому все нормальные компоненты тензора напряжений по всем осям координат равны, а все касательные напряжения равны нулю:

$$\begin{aligned}\sigma_x &= \sigma_y = \sigma_z = \gamma H; \\ \tau_{xy} &= \tau_{xz} = \tau_{yz} = 0,\end{aligned}\quad (1)$$

где σ_x , σ_y , σ_z — нормальные компоненты тензора напряжений по осям координат x , y , z ; τ_{xy} , τ_{xz} , τ_{yz} — касательные компоненты тензора напряжений; γ — объёмный вес налегающих пород; H — глубина рассматриваемой точки массива от дневной поверхности.

Другими словами, по А. Гейму естественное напряжённое состояние массива горных пород является гидростатическим. Эти представления являлись общепринятыми в течение более пятидесяти лет.

Однако дальнейшее изучение свойств пород различных массивов показало, что лишь немногие породы проявляют в достаточной степени пластические свойства, а основная масса пород в большей степени (часто вплоть до потери прочности) склонны к проявлению упругих деформаций.

Исходя из этого, академиком АН СССР А. Н. Динником в 1925 г. была сформулирована гипотеза о естественном напряжённом состоянии массива пород, который предполагался идеально упругой, сплошной изотропной средой, в соответствии с распределением упругих напряжений (Динник, 1925), но при этом основными действующими силами попрежнему предполагались силы гравитации. Тогда компоненты тензора напряжений определяются:

$$\begin{aligned}\sigma_z &= \gamma H, \\ \sigma_x &= \sigma_y = \lambda \gamma H, \\ \lambda &= \frac{\mu}{1-\mu},\end{aligned}\quad (2)$$

где λ — коэффициент бокового отпора (отношения горизонтальных и вертикальных напряжений); μ — коэффициент Пуссона (отношения поперечных и продольных деформаций пород).

В случае распределения напряжений в массиве пород по А. Н. Диннику, гидростатическое состояние пород А. Гейма является частным случаем, когда $\mu = 0,5$, а $\lambda = 1$, что в практике горных работ встречается достаточно редко, например для массивов, представленных сильно увлажнёнными глинами или плавунными породами.

Представления о распределении напряжений в массивах пород на основе использования модели упругого изотропного пространства (гипотеза А. Н. Динника) оказались очень продуктивными и нашли широкое применение в практике

ведения горных работ для расчётов устойчивости обнажений пород в выработках и разработки практических мероприятий по обеспечению безопасности.

При этом достаточно легко можно было учесть естественную изменчивость свойств реальных массивов, применяя модели более сложных упругих сред, например трансверсально-изотропного тела.

По мере накопления опыта ведения горных работ в различных горно-геологических условиях постепенно накапливались данные, которые недостаточно соответствовали представлениям о напряжённом состоянии массивов пород согласно гипотезе А. Н. Динника.

Первые такие сообщения появились в начале XIX в. (Левинсон-Лессинг, Зайцев, 1915), ещё до опубликования работ А. Н. Динника. Однако потребовалось ещё более полувека, чтобы эти факты начали привлекать серьёзное внимание исследователей.

В частности, в 1960-х гг. в пределах верхних горизонтов хибинских рудников, на сравнительно небольших глубинах от дневной поверхности, стали наблюдаться разрушения выработок с активным проявлением стреляния горных пород. Эти проявления горного давления не могли быть объяснены с позиций гравитационных моделей и вызвали появление принципиально новой концепции — гравитационно-тектонической модели напряжённо-деформированного состояния массива горных пород (Марков, Турчанинов, 1966). Эта концепция является общепринятой в настоящее время.

В соответствии с этими представлениями естественное поле напряжений в массивах горных пород в общем случае определяется, главным образом, совместным действием двух независимых полей — гравитационным и тектоническим.

При этом гравитационное поле напряжений повсеместно и действует всегда, имеет относительно простую структуру, в общем случае описывается уравнениями (2). Оно обусловлено действием гравитационных сил, которые в соответствии с законом всемирного тяготения Ньютона характеризуются ускорением свободного падения g . Ускорение свободного падения в общем случае является функцией расстояния r от центра Земли и плотности пород ρ . Во многих практических расчетах ускорение свободного падения g можно принимать постоянным и равным $981 \text{ см}/\text{с}^2 \approx 1000 \text{ см}/\text{с}^2$.

Тектонические поля отличаются от гравитационных существенно большей сложностью. Они формируются за счёт поступления энергии из глубинных слоёв Земли и в настоящее время обнаруживаются непосредственно или косвенно в большинстве (~ 60 %) массивов, представленных высокопрочными изверженными породами и с меньшей вероятностью (~ 20 %) в массивах осадочных пород.

Анализ результатов инструментальных измерений параметров гравитационно-тектонических полей, выполненных в различных точках мира (Марков, 1977; Hast, 1958), позволил исследователям выдвинуть различные гипотезы происхождения тектонических компонентов полей напряжений общего вида.

Из этих гипотез наиболее обоснованными являются представления, по которым горизонтальные (или близкие к ним) напряжения связываются с процессами внутренней тектонической деятельности Земли, в том числе с поднятиями магмы по разломам всемирной рифтовой системы, обуславливающими перемещения тектонических плит земной коры. Считается, что движение и взаимодействие плит является источником возникновения

горизонтальных напряжений (Кокс, Харт, 1989; Сорохтин, Ушаков, 2002), которые от 3 до 20 раз могут превышать величины напряжений, обусловленные действием веса налегающих пород.

На основании сформулированных представлений о гравитационно-тектонических полях стало возможным удовлетворительно объяснить специфические особенности деформирования и разрушения пород в горных выработках и прогнозировать грозные динамические проявления горного давления типа горных ударов и техногенных землетрясений.

При этом исследователи основное внимание уделяли определению величин максимальных компонент поля напряжений и их направлениям в пространстве, оставляя без должного внимания особенности структуры гравитационно-тектонических полей и соотношений между их компонентами. В результате некоторые особенности гравитационно-тектонических полей напряжений массивов пород не получали удовлетворительных объяснений.

В первую очередь это относится к отсутствию физического обоснования особенностей гравитационно-тектонических полей напряжений, в частности, преимущественно горизонтального направления тектонических напряжений, узкой направленности максимальных горизонтальных напряжений по отношению к элементам залегания рудных тел (преимущественно вдоль простирания), резкому различию величин горизонтальных компонент поля между собой.

В результате выполнения многолетнего мониторинга геомеханического состояния массивов пород на различных месторождениях Кольского полуострова для упомянутых вопросов удалось сформулировать объяснения и предложить своё видение происхождения гравитационно-тектонических полей напряжений, по крайней мере в пределах участков массивов пород, ограниченных размерами шахтных полей, в течение периодов времени, сопоставимых со временем отработки месторождений.

Методика выполнения и результаты исследований в районе Саамского разлома Кукисмумчорского месторождения апатито-нефелиновых руд

Результаты деформационного и сейсмического мониторинга состояния массива пород

В 2015 г. на основании результатов непосредственных многолетних измерений перемещений пород Саамского разлома в пределах шахтного поля Кировского рудника КФ АО «Апатит» нами было сформулировано предположение о возникновении горизонтальных напряжений вследствие постоянного подвода энергии из глубинных слоёв Земли по определённым (активным) разломам. Это предположение снимает ряд вышеуказанных вопросов и противоречий и удовлетворительно объясняет многие явления, которые проявляются в массивах пород (Каспарьян, Федотова, 2015).

По сути, это предположение фактически повторяет механизм возникновения полей напряжений в земной коре вследствие подъёма магмы по разломам Мировой рифтовой системы, но переносит этот механизм на существенно более мелкие структуры типа региональных разломов (рис. 1).

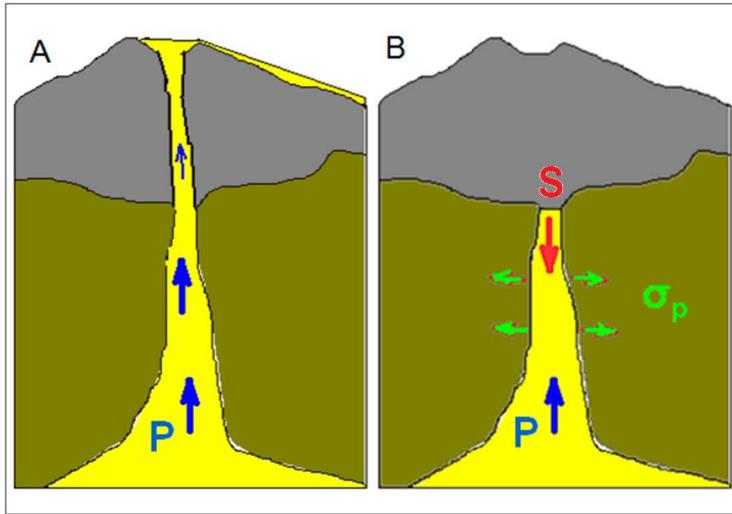


Рис. 1. Схема поднятий тела разлома при отсутствии противодействующих сил (А) и при наличии сил сопротивления (В):

P — давление из нижележащих слоёв по разлому; σ_p — растягивающие напряжения; S — силы сопротивления

Fig. 1. Scheme of the fault body elevations in the absence of opposing forces (A) and in the presence of resistance forces (B):

P — pressure from the underlying layers along the fault; σ_p — tensile stresses; S — resistance forces

Развивая высказанное предположение, можно прийти к заключению, что силы поднятия в теле разлома неизбежно должны уравновеситься силами сопротивления со стороны веса определённого объёма пород в теле того же разлома и силами трения между породами тела разлома и вмещающего массива. В этом случае прекращается перемещение пород в разломе, но вследствие продолжающейся энергетической подпитки возникают силы давления на борта разлома, т. е. нормальные к его контактным плоскостям.

Если указанный механизм наблюдается в случае разломов с близвертикальной ориентацией в пространстве (а таких разломов большинство), то силы давления на борта разломов имеют горизонтальное направление. При другой ориентации разломов, в частности наклонной, силы давления будут иметь наклонное направление и изменять величину вертикальных гравитационных напряжений (что достаточно часто фиксируется в ходе непосредственных натурных измерений, но пока не находило удовлетворительного объяснения).

Учитывая резкие различия деформационных характеристик пород тела разлома и вмещающих пород становится понятным преимущественное направление максимальных напряжений в направлении, нормальном к простирианию разломов, и минимальных — в направлении простириания самого разлома.

При этом необходимо иметь в виду, что рассмотренный механизм образования компонент напряжений гравитационно-тектонического поля возникает только в случае некоторых так называемых активных разломов,

выявление которых является основной задачей всех работ по геодинамическому районированию массивов пород месторождений.

Непосредственные наблюдения смещений в теле Саамского разлома и его окружающем массиве в пределах шахтного поля выполнялись путём выполнения высокоточного нивелирования по пунктам специально заложенных полигонов в период 1991–2013 гг. (рис. 2).

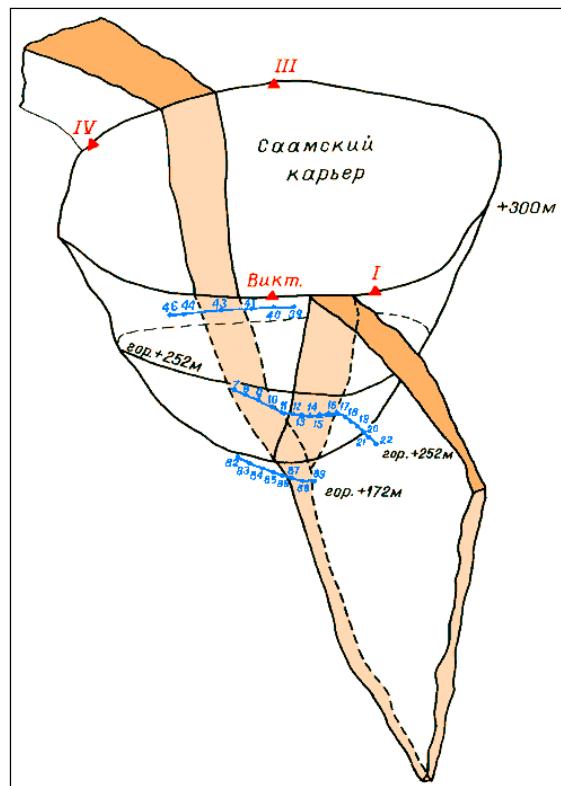


Рис. 2. Общая схема расположения нивелирных и светодальномерных полигонов в районе Саамского разлома (Кировский рудник КФ АО «Апатит»):
 ▲ III — пункты наземного светодальномерного полигона в Саамском карьере;
 40 39 — пункты подземных нивелирных полигонов

Fig. 2. The general layout of the levelling and optical distance measurement testing sites in the Saamsky fault area (Kirovsky mine KB, Apatit JSC):

▲ III — points of the surface optical distance measurement testing site in the Saamsky open pit;
 40 39 — points of underground levelling testing sites

После 2013 г. в силу различных причин проводить наблюдения было невозможно, и только в феврале 2018 г. удалось выполнить одну серию наблюдений на горизонте + 252 м.

Результаты всех измерений для наиболее активных реперов, располагающихся в теле Саамского разлома на горизонте + 252 м приведены на рис. 3.

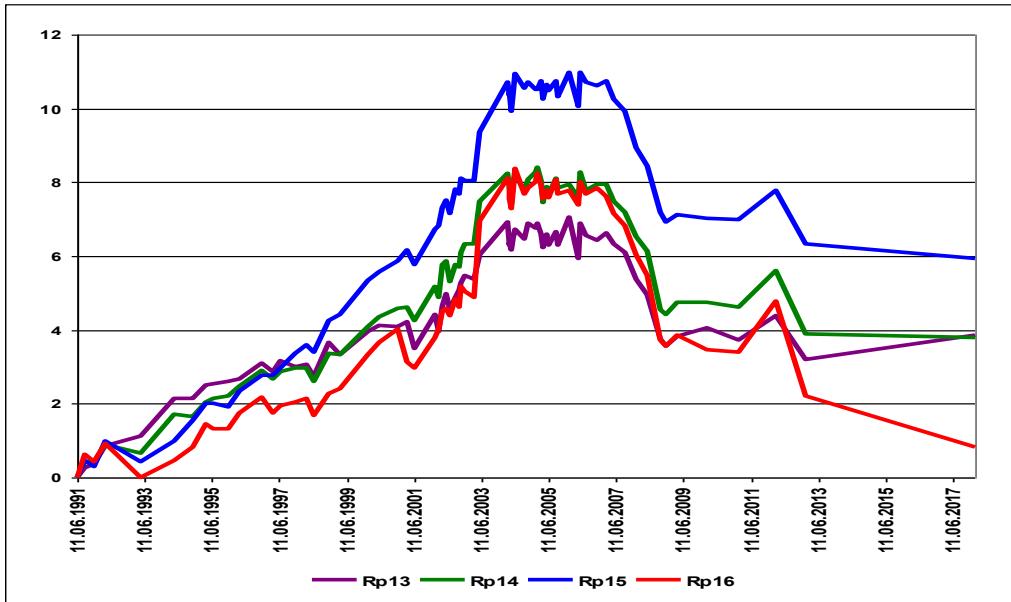


Рис. 3. Результаты измерений вертикальных перемещений реперов в теле Саамского разлома на горизонте + 252 м (Кировский рудник КФ АО «Апатит»)

Fig. 3. The results of measurements of the vertical displacements of reference benchmarks in the Saamsky fault body, level + 252 m (Kirovsky mine, KB Apatit JSC)

Как следует из данных рис. 3, результаты, полученные в феврале 2018 г., т. е. через 4,5 года после последнего измерения в 2013 г., показали отсутствие подъёма тела разлома и практически полное совпадение (в пределах точности измерений) положения реперов с предыдущими измерениями.

Это может свидетельствовать о двух вариантах состояния разлома. Первый вариант — подток энергии из глубинных слоёв прекратился, а тело разлома находится в стабильном разгруженном состоянии. Второй вариант — подток энергии из глубинных слоёв продолжается, но перемещения пород разломной зоны затруднены (компенсируются силами сопротивления), а потому нарастает степень напряжённости самого тела разлома, которая передаётся окружающему массиву.

По информации линейных работников рудника, состояние массива в районе Саамского разлома в настоящее время характеризуется достаточно высокой степенью напряжённости. Об этом также свидетельствуют результаты мониторинга с помощью автоматизированной системы контроля сейсмического состояния массива (ACKCM) Кировского рудника, которая фиксирует многочисленные сейсмические события различного энергетического ранга в районе Саамского разлома (рис. 4).

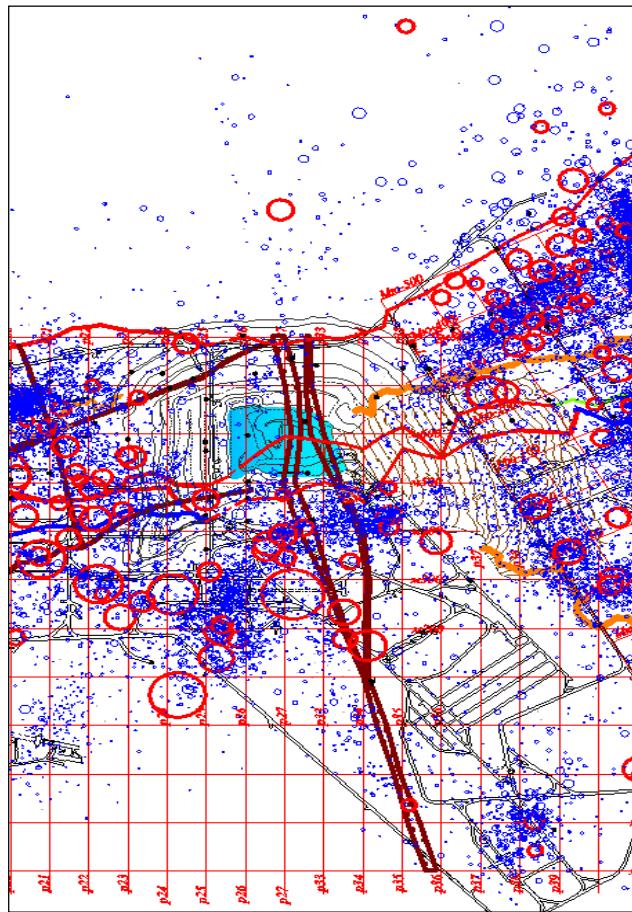


Рис. 4. Пространственное распределение сейсмических событий вокруг Саамского разлома (Кировский рудник КФ АО «Апатит») за период 2008–2018 гг. Окружности обозначают сейсмические явления, диаметр окружностей характеризует мощность выделяемой энергии: синие — слабые события, красные — сильные. Бордовым цветом выделены границы разрывных нарушений и Саамского разлома, голубым — затопленная часть карьера. Линии: черные — выработки; красные — граница рудного тела, оранжевые — проекция бровки обрушения

Fig. 4. Spatial distribution of seismic events around the Saamsky fault (Kirovsky mine, KB Apatit JSC) for 2008–2018. Circles are seismic events; the circles' diameter characterizes the power of the emitted energy: blue is weak events, red is strong events. Burgundy is faults; light blue is the flooded part of the open pit. Lines: black is openings; red is the ore body boundary; orange is a projection of the failure edge

Учитывая условия проведения горных работ в районе Саамского разлома и данные рис. 4, второй вариант геомеханической ситуации представляется более реальным.

Об этом же свидетельствуют данные о выделившейся сейсмической энергии в районе Саамского разлома в период 2008–2018 гг. (рис. 5).



Рис. 5. Гистограмма распределения количества выделившейся суммарной сейсмической энергии в районе Саамского разлома в период 2008–2018 гг. (Кировский рудник КФ АО «Апатит»). Гистограмма составлена с. н. с. Горного института КНЦ РАН О. Г. Журавлёвой по материалам АСКСМ Кировского рудника КФ АО «Апатит»

Fig. 5. The histogram of the distribution of the amount of released total seismic energy in the Saamsky fault area during 2008–2018 (Kirovsky mine, KF Apatit JSC). The histogram is compiled by O. Zhuravleva, Senior Researcher of the Mining Institute of KSC RAS, based on materials of automated monitoring system for the seismic state of the rock mass of the Kirovsky mine, KF Apatit JSC

Таким образом, период 2008–2018 гг. характеризуется одновременно прекращением подъёма тела разлома (рис. 3) и увеличением степени напряжённости массива в непосредственной близости от разлома (рис. 5).

Это подтверждает предположение об энергетической подпитке массива непосредственно через Саамский разлом и связь этой подпитки с напряжённостью массива, т. е. тектоническим полем напряжений.

Результаты математического моделирования напряженного состояния массива пород в районе Саамского разлома

С целью проверки высказанного предположения о постоянной энергетической подпитке массива по Саамскому разлому и условий возникновения высоких горизонтальных напряжений было проведено математическое моделирование с применением метода конечных элементов для участка массива пород в пределах шахтного поля Кировского рудника КФ АО «Апатит» между Северным и Саамским разломами.

Моделируемый участок представляет собой гористую местность с высотами до 1500 м и различными физико-механическими свойствами для рудного тела, вмещающих пород и разломов (рис. 6), в общих чертах соответствует реальной ситуации массива пород Кировского рудника.

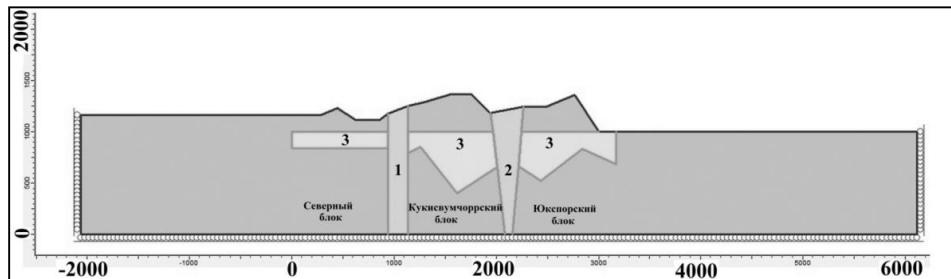


Рис. 6. Модель исследуемого участка массива пород:

1 — Северный разлом; 2 — Саамский разлом;
3 — рудное тело; остальные блоки — вмещающие породы

Fig. 6. Model of the studied rock mass sector:
1 — North fault; 2 — Saamsky fault; 3 — ore body; the remaining blocks are host rocks

На основании данных экспериментальных исследований для блоков модели были приняты следующие физико-механические свойства:

- разломные зоны — объемный вес $\gamma = 1,3 \text{ г/см}^3$, модуль упругости $E = 1,0 \text{ ГПа}$, коэффициент Пуассона $\mu = 0,49$;
- вмещающие породы — объемный вес $\gamma = 2,5 \text{ г/см}^3$, модуль упругости $E = 72,2 \text{ ГПа}$, коэффициент Пуассона $\mu = 0,28$;
- рудное тело — объемный вес $\gamma = 2,0 \text{ г/см}^3$, модуль упругости $E = 65,6 \text{ ГПа}$, коэффициент Пуассона $\mu = 0,20$.

Моделируемые структуры — Северный и Саамский разломы — являются структурами III порядка и представляют собой границы Кукисумчоррского и Юкспорского месторождений.

В частности, Северный разлом является северо-западной границей Кукисумчоррского месторождения, залегает практически вертикально, вкрест простирания рудного тела, на глубину ориентировано 40 км, имеет сложное строение и мощность до 200 м.

Саамский разлом является одновременно восточной границей Кукисумчоррского месторождения и западной границей Юкспорского месторождения. Он залегает также практически отвесно, вкрест простирания рудного тела, на глубину ориентировано 36 км. Разлом имеет сходное с Северным разломом строение и переменную мощность от 10 до 136 м.

Для условий исследуемой модели учитывалось действие веса пород. У боковых границ фиксировались перемещения по координате X , у нижней границы — по координате Y .

Всего для модели было рассмотрено пять различных вариантов граничных условий.

Первый вариант представляет собой модель с закреплением нижней и боковых границ и действием только гравитационных сил.

На рисунке 7 приведено распределение горизонтальных σ_{xx} , вертикальных σ_{yy} и касательных τ_{xy} компонентов поля напряжений.

Для этих граничных условий в целом характерно постепенное увеличение значений всех напряжений с глубиной. При этом величины горизонтальных напряжений σ_{xx} достаточно малы и составляют единицы МПа. Направления главных напряжений σ_1 , σ_3 соответственно преимущественно вертикальное и горизонтальное. Величины касательных напряжений τ_{xy} — минимальны.

Эта ситуация характерна для состояния массива, когда разломы являются неактивными, и по ним энергия из глубинных слоёв не поступает.

В качестве *второго варианта* рассмотрена ситуация, когда к нижней границе модели на всем протяжении исследуемого участка массива горных пород приложена нагрузка равная 100 МПа (рис. 8).

В этом случае в нижней части межразломного пространства формируются высокие сжимающие напряжения до 250 МПа, превышающие по своим значениям вертикальные составляющие. В средней и верхней части моделируемого пространства наблюдаются высокие растягивающие напряжения (до -200 МПа). Также для заданных граничных условий установлено, что ниже отметки 400 м в межразломном пространстве и в разломных зонах главные напряжения σ_1 имеют субгоризонтальную ориентацию, а выше этой отметки — субвертикальную.

В целом полученные результаты мало соответствуют реальной горнотехнической ситуации в рассматриваемом массиве пород.

В *третьем варианте* рассматривалась ситуация, когда нагрузка снизу, равная 100 МПа (рис. 9), приложена только к разломным зонам, т. е. моделируется эффект поступления энергии по разломам, но при этом разломы сверху открыты и ничто не препятствует перемещению пород в теле разлома вверх.

В этом случае горизонтальные напряжения σ_{xx} формируются только в нижней части моделируемой области. В верхней части горизонтальные напряжения близки к нулевым значениям, вертикальные компоненты по своим значениям практически соответствуют величинам при действии только гравитации (рис. 7).

При этом необходимо иметь в виду, что действующая по разломам нагрузка в принципе уравновешивается весом пород разломной зоны, и геометрические параметры разломных зон существенно влияют на напряженное состояние массива горных пород.

В целом этот вариант по распределению напряжений мало отличается от варианта, когда массив нагружен только гравитационными силами.

В *четвёртом варианте* рассмотрена ситуация, когда нагрузка снизу, равная 100 МПа, приложена к разломным зонам, но при этом разломы сверху закрыты и вертикальные перемещения ограничиваются (рис. 10).

В этом варианте в нижней части моделируемого пространства появляются небольшие по величине горизонтальные напряжения сжатия (до 10 МПа), вертикальные напряжения в межразломном пространстве плавно возрастают сверху вниз, но имеют небольшие значения, касательные напряжения небольшие по величине.

При увеличении нагрузки на разломы снизу (*пятый вариант*) до 500 МПа (рис. 11) зона действия горизонтальных напряжений увеличивается, напряжения существенно возрастают, а в верхней части моделируемой области наблюдаются горизонтальные напряжения растяжения. Вертикальные напряжения по величине меньше горизонтальных, касательные напряжения имеют средние значения.

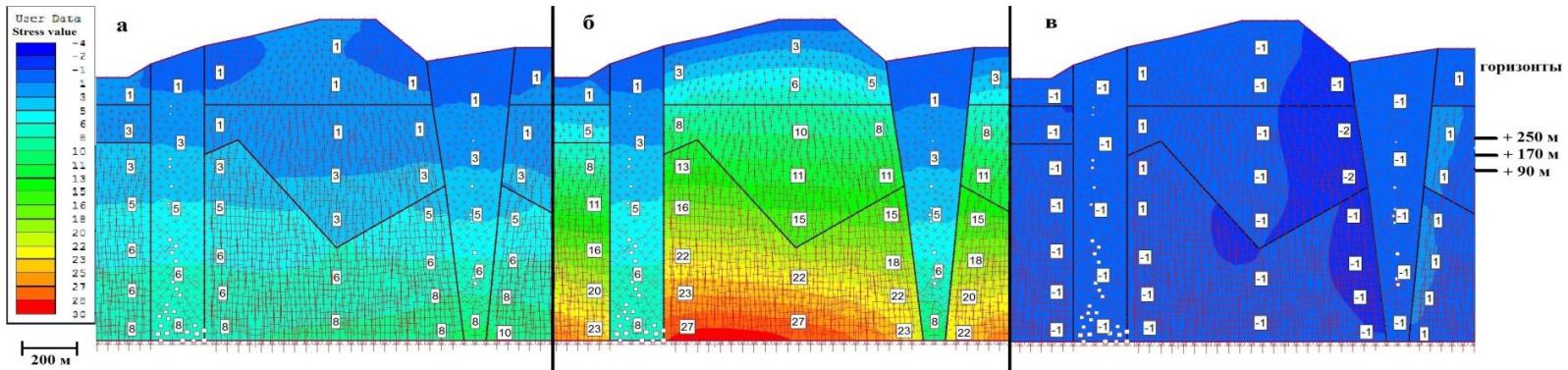


Рис. 7. Распределение горизонтальных σ_{xx} (а), вертикальных σ_{yy} (б) и касательных τ_{xy} (в) компонентов поля напряжений в блоках модели при закреплении нижней и боковых границ и действии только гравитационных сил (цифры обозначают значения напряжений, МПа; стрелками показано направление действия главных максимальных σ_1 и минимальных σ_3 напряжений)

Fig. 7. Distribution of horizontal σ_{xx} (a), vertical σ_{yy} (б) and tangential τ_{xy} (в) components of the stress field in the model blocks when the lower and lateral boundaries are fixed and only gravitational forces act (the numbers indicate the stress values, MPa; arrows indicate the direction of the principal maximum σ_1 and minimum σ_3 stresses)

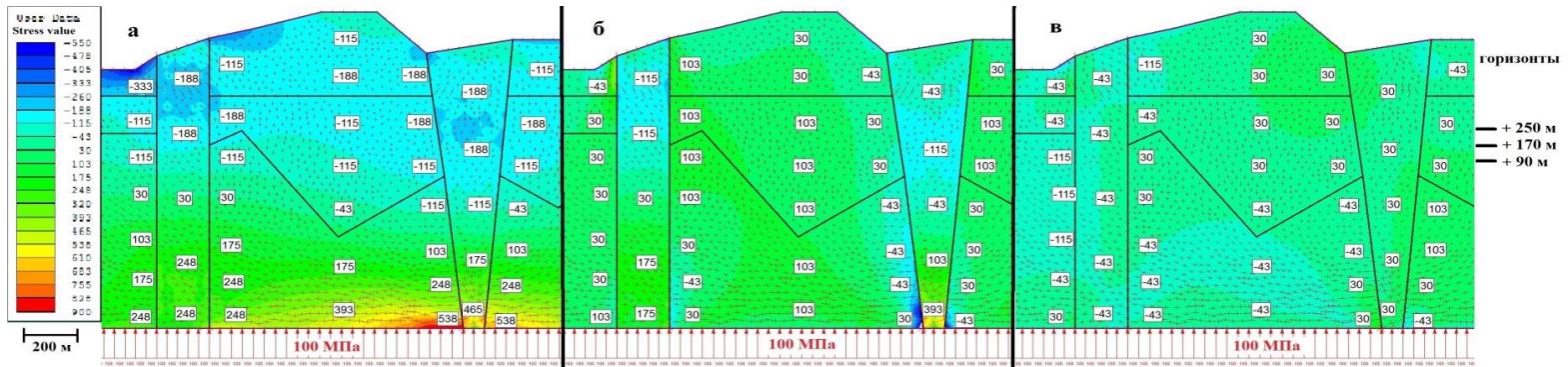


Рис. 8. Распределение горизонтальных σ_{xx} (а), вертикальных σ_{yy} (б) и касательных τ_{xy} (в) компонентов поля напряжений в блоках модели при закреплении нижней и боковых границ и действии нагрузки снизу величиной 100 МПа на весь участок исследуемого массива горных пород (цифры обозначают значения напряжений, МПа; стрелками показано направление действия главных максимальных σ_1 и минимальных σ_3 напряжений)

Fig. 8. Distribution of horizontal σ_{xx} (a), vertical σ_{yy} (б) and tangential τ_{xy} (в) components of the stress field in the model blocks when the lower and lateral boundaries are fixed and the load is loaded below 100 MPa over the entire section of the rock mass under study (figures indicate the values stress, MPa; arrows indicate the direction of action of the principal maximum σ_1 and minimum σ_3 stresses)

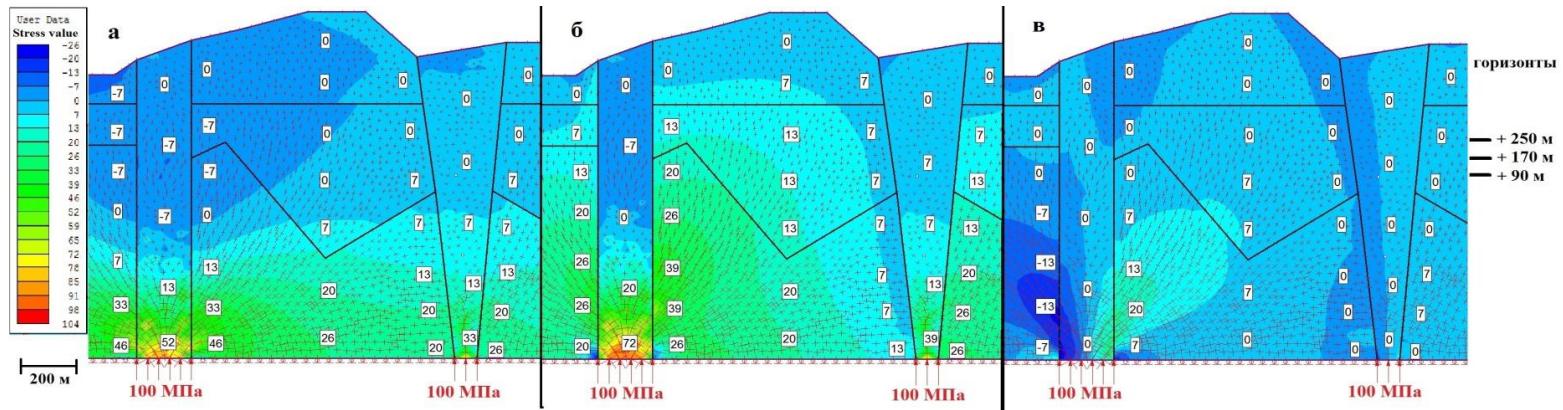


Рис. 9. Распределение горизонтальных σ_{xx} (а), вертикальных σ_{yy} (б) и касательных τ_{xy} (в) компонентов поля напряжений в блоках модели при действии нагрузки величиной 100 МПа снизу по разломным зонам (цифры обозначают значения напряжений, МПа; стрелками показано направление действия главных максимальных σ_1 и минимальных σ_3 напряжений)

Fig. 9. Distribution of horizontal σ_{xx} (a), vertical σ_{yy} (b) and tangential τ_{xy} (c) components of the stress field in the model blocks under a load of 100 MPa from the bottom along fault zones (figures indicate stress values, MPa; arrows indicate the direction of the principal maximum σ_1 and minimum σ_3 stresses)

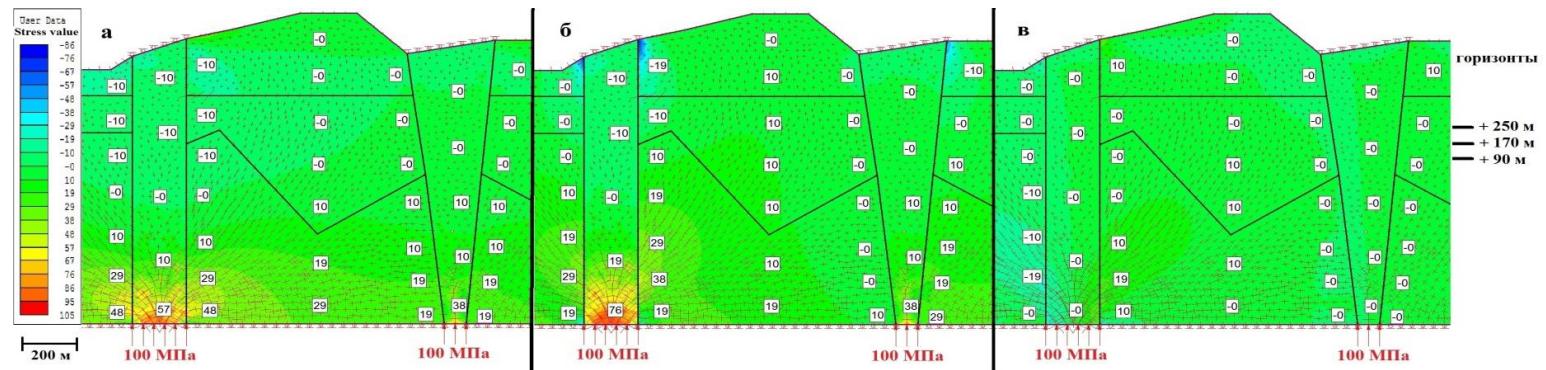


Рис. 10. Распределение горизонтальных σ_{xx} (а), вертикальных σ_{yy} (б) и касательных τ_{xy} (в) компонентов поля напряжений в блоках модели при действии нагрузки величиной 100 МПа снизу по разломным зонам и при ограничении вертикальных перемещений по разломам сверху (цифры обозначают значения напряжений, МПа; стрелками показано направление действия главных максимальных σ_1 и минимальных σ_3 напряжений)

Fig. 10. Distribution of horizontal σ_{xx} (a), vertical σ_{yy} (b) and tangential τ_{xy} (c) components of the stress field in the model blocks under a load of 100 MPa below the fault zones and with limited vertical displacements along the top (figures indicate stress values, MPa; arrows indicate the direction of action of the principal maximum σ_1 and minimum σ_3 stresses)

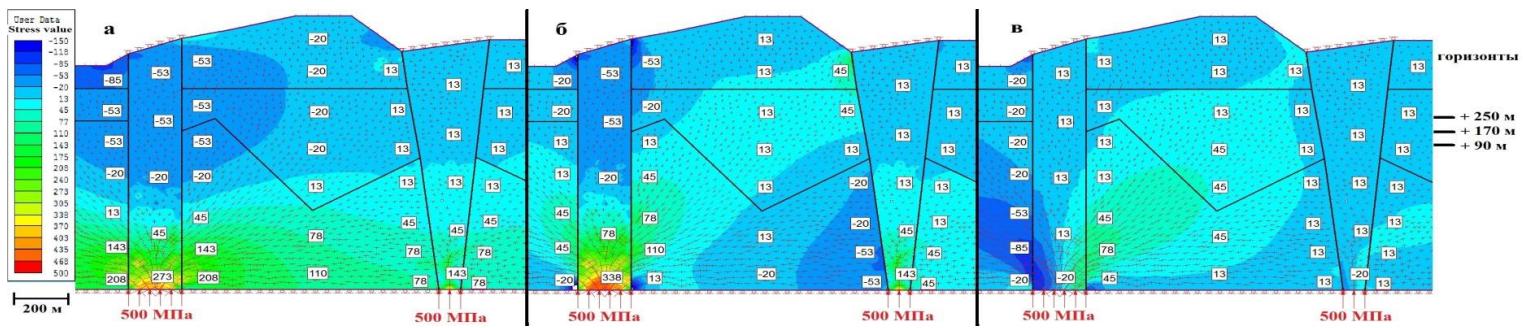


Рис. 11. Распределение горизонтальных σ_{XX} (а), вертикальных σ_{YY} (б) и касательных τ_{XY} (в) компонентов поля напряжений в блоках модели при действии нагрузки величиной 500 МПа снизу по разломным зонам и при ограничении вертикальных перемещений по разломам сверху (цифры обозначают значения напряжений, МПа; стрелками показано направление действия главных максимальных σ_1 и минимальных σ_3 напряжений)

Fig. 11. Distribution of horizontal σ_{XX} (a), vertical σ_{YY} (б) and tangential τ_{XY} (в) components of the stress field in model blocks under load of 500 MPa from the bottom along fault zones and with limited vertical displacements along the top (figures indicate stress values, MPa; arrows indicate the direction of action of the principal maximum σ_1 and minimum σ_3 stresses)

Обсуждение полученных результатов и выводы

Результаты проведенного моделирования принципиально подтверждают высказанное предположение о постоянной подпитке энергией через активные разломные зоны в исследуемом массиве и показывают, что в этом случае возможно формирование естественных горизонтальных напряжений, существенно превышающих гравитационные. Наличие структурных неоднородностей в массиве горных пород может привести к изменению величин действующих горизонтальных напряжений — к формированию растягивающих или существенных сжимающих напряжений в околовразломном пространстве. При этом, чем больше разница в физико-механических свойствах таких структур, тем значительнее изменение напряженного состояния массива.

Полученные данные свидетельствуют о том, что по мере развития геомеханики и накопления экспериментальных и натурных данных наблюдается устойчивая тенденция постепенного перехода от гипотез однородных полей напряжений в массиве пород, обусловленных гравитацией (Heim, 1878) или совместно гравитационными и тектоническими силами (Марков, Турчанинов, 1966), к представлениям о мозаичности полей напряжений (Панжин, Сашурин, 2017; Сашурин и др., 2017) и, по-видимому, иерархичности их в полном соответствии с иерархично-блочными представлениями о структуре массивов горных пород.

Литература

- Динник А. Н. О давлении горных пород и расчет крепи круглой шахты // Инж. работник. 1925. № 7. С. 1–12.
- Каспарьян Э. В., Федотова Ю. В. Напряженно-деформированное состояние массива пород Хибинских месторождений и задачи геомеханического районирования // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2015. № 5. С. 97–106.
- Кокс А., Харт Р. Тектоника плит: пер. с англ. М.: Мир, 1989. 427 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Зайцев А. К. К вопросу о давлении в тоннелях // Доклады Тоннельной комиссии при Инженерном совете Министерства путей сообщения. Петроград, 1915. С. 1–34.
- Марков Г. А., Турчанинов И. А. О напряжённом состоянии массива скальных пород, не нарушенного выработками // Проблемы механики горных пород. Алма-Ата: Наука, 1966. С. 260–267.
- Марков Г. А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, 1977. 213 с.
- Панжин А. А., Сашурин А. Д. Механизм формирования аварийных ситуаций различного масштаба вследствие современных геодинамических движений // Черная металлургия, 2017. № 1. С. 21–25.
- Сашурин А. Д., Балек А. Е., Панжин А. А., Усанов С. В. Инновационная технология диагностики геодинамической активности геологической среды и оценки безопасности объектов недропользования // Горный журнал. 2017. № 12. С. 16–20.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Развитие Земли: учебник / под ред. академика РАН В. А. Садовничего. М.: МГУ, 2002. 560 с.

Hast N. The measurement of rock pressure in mines // Sveriges Geologiska Undersokning. 1958. No. 560. P. 183.

Heim A. Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Topographie der Toedi-Windgaellen-Gruppe. Bale, 1878.

Сведения об авторах

Каспарян Эдуард Варужанович

доктор технических наук, ведущий научный сотрудник, Горный институт ФИЦ КНЦ РАН, kasp@goi.kolasc.net.ru

Федотова Юлия Викторовна

кандидат технических наук, старший научный сотрудник, Горный институт ДВО РАН, fjulia@mail.ru

Кузнецов Николай Николаевич

научный сотрудник, Горный институт ФИЦ КНЦ РАН, nikavalon@mail.ru

Kasparyan Eduard Varuzhanovich

Doctor of Sciences (Engineering), Leading Researcher, Mining Institute of FRC KSC RAS, kasp@goi.kolasc.net.ru

Fedotova Yulia Victorovna

PhD (Engineering), Senior Researcher, Mining Institute of FEB RAS, fjulia@mail.ru

Kuznetsov Nikolay Nikolaevich

Researcher, Mining Institute of FRC KSC RAS, nikavalon@mail.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.017

УДК (552.086 : 552.16 : 552.312)

А. В. Кервинен¹, С. В. Егорова¹, Е. В. Ковальчук², А. В. Степанова¹

¹Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

ЦИРКОН В ГАББРО-ПЕГМАТИТАХ БОЯРСКОГО МАССИВА БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА ФЕННОСКАНДИИ: СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Аннотация

В результате комплексного изучения морфологии и состава циркона Боярского массива Беломорского подвижного пояса установлено его зональное внутреннее строение: выделяются магматические ядра и метаморфические каймы. Температуры кристаллизации магматического и метаморфического циркона, полученные с использованием Ti-in-Zr-термометра, близки ($T = 943-1108$ °C) и соответствуют температурам кристаллизации расплава. Полученные результаты ограничивают использование Ti-in-Zr-термометра для оценки условий метаморфизма в высоко-Тi базитах.

Ключевые слова:

циркон, метагабброиды, Беломорский подвижный пояс, Фенноскандинавский щит, PT-условия кристаллизации.

A. V. Kervinen¹, S. V. Egorova¹, E. V. Kovalchuk², A. V. Stepanova¹

¹ Institute of Geology of KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia

² Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

ZIRCON IN GABBRO-PEGMATITES OF BOYARSKY MASSIF IN THE BELOMORIAN MOBILE BELT OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD: STRUCTURE, COMPOSITION AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS

Abstract

Integrated study of the internal structure and composition of zircon of the Boyarsky massif in the Belomorian mobile belt revealed a complex internal structure: magmatic cores and metamorphic rims. The temperature of magmatic and metamorphic zircon crystallization obtained using a Ti-in-Zr thermometer close in value ($T = 943\text{--}1108\text{ }^{\circ}\text{C}$) and correspond to the values of melt crystallization. The results limit the use of Ti-in-Zr thermometers to evaluate metamorphism conditions in high-Ti basites

Keywords:

zircon, metagabbro, Belomorian mobile belt, Fennoscandian shield, PT-conditions of crystallization.

Докембрийские подвижные пояса со сложной полиметаморфической историей часто сохраняют реликты нескольких тектоно-метаморфических процессов, которые бывает трудно отделить друг от друга из-за сходства РТ-параметров разновозрастных событий. В качестве структурных маркеров в данном случае могут быть использованы надежно датированные магматические и метаморфические комплексы с четкой геологической позицией.

Беломорский подвижный пояс (БПП), расположенный в восточной части Фенноскандинавского щита, сложен преимущественно архейскими комплексами, претерпевшими неоднократные метаморфизм в условиях повышенных и высоких давлений и деформации как в архее, так и в палеопротерозое (Володичев, 2005). Большинство исследователей рассматривают БПП как глубоко эродированный юго-западный форланд Лапландско-Кольского орогена, возраст которого оценивается в 2,0–1,86 млрд лет (Daly et al., 2006). Широко распространенные в пределах БПП палеопротерозойские интрузии метабазитов часто используют в качестве маркеров, позволяющих отделить архейские тектоно-метаморфические процессы от палеопротерозойских (Babarina et al., 2017). Характерной особенностью этих интрузий является наличие коронарных структур, свидетельствующих о том, что равновесие во время метаморфизма достигалось лишь локально, и затрудняющих оценку РТ-условий метаморфических преобразований методами классической и мультиравновесной термобарометрии. Определение условий кристаллизации метаморфического цирокона в таких случаях может являться альтернативным методом при расшифровке истории формирования пород.

Объект исследования

Объектом изучения являлся Боярский габбронорит-троктолитовый массив — типичный представитель друзитов БПП. Боярский массив расположен в центральной части БПП, имеет лополитообразную форму, его площадь составляет около $4,5\text{ km}^2$ (Степанов, 1981). Породы массива в различной степени метаморфизованы. Краевая часть интрузива сложена полевошпатовыми амфиболитами. Породы центральной части тела также амфиболитизированы,

в них хорошо выражены типичные для друзитов коронарные структуры, но сохраняются и реликтовые первично-магматические структуры и минералы. В основании разреза интрузива, вблизи северного контакта с гнейсами, залегают меланократовые метатротолиты с шлировидными обособлениями метапериодитов, а к верхней его части приурочены относительно лейкократовые метагаббро. Метаанортозиты в Боярском массиве образуют жилковидные обособления в метатротолитах. Габбро-пегматиты установлены в виде небольших линзовидных тел в южной части массива и сохранили массивные текстуры и реликты габбро-офтитовой структуры (Степанов, 1981). Реликтовые магматические минералы представлены плагиоклазом, клинопироксеном, ортопироксеном и оливином. Среди новообразованных метаморфических минералов установлены плагиоклаз, диопсид, гранат, амфибол, рутил и титанит, которые часто образуют реакционные каймы. В габбро-пегматитах присутствует кварц.

Оценка условий метаморфических преобразований пород Боярского массива с использованием Grt-Hbl-термометра предполагает, что формирование гранат-амфиболовой ассоциации происходило при $T = 530\text{--}580$ °С. Реконструкция РТ-параметров метаморфических преобразований с использованием методов мультиравновесной термобарометрии (TWEQU, Berman, 1991) показала, что породы Боярского массива были метаморфизованы при $T = 630\text{--}716$ °С и $P = 8,0\text{--}9,4$ кбар.

Цирконы, изучавшиеся в рамках данного исследования, были выделены из габбро-пегматитов Боярского массива. Они представлены как частично ограниченными, так и неправильной формы кристаллами, размер которых варьирует от 0,16 до 0,5 мм. В основном преобладают короткопризматические зерна и их обломки. Большинство зерен характеризуются однородной окраской коричневых тонов, отдельные участки зерен циркона сохранили прозрачность, но преобладают полупрозрачные разновидности.

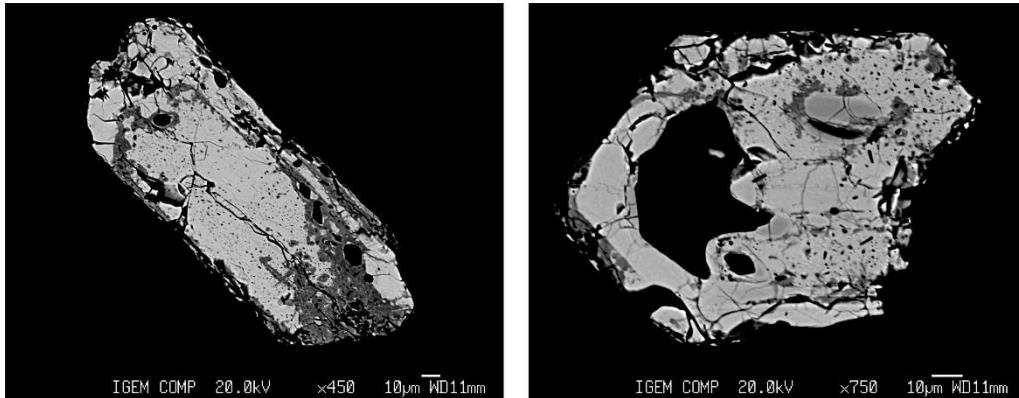
Методы исследования

Изучение морфологии и химического состава цирконов Боярского массива проводилось на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan VEGA II LSH с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) в Центре коллективного пользования (ЦКП) ФИЦ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск. Анализ содержаний рассеянных элементов в цирконе проводился на волновом электронно-зондовом микроанализаторе (ЕРМА) JEOL JXA-8200 в ИГЕМ РАН (ЦКП «ИГЕМ АНАЛИТИКА»), г. Москва.

Результаты

Детальные исследования цирконов Боярского массива на СЭМ позволили установить несколько типов зерен. Выделяются мелкие однородные зерна с «пористыми» участками, наиболее часто встречающиеся, и относительно крупные кристаллы, имеющие зональное внутреннее строение. Краевые части зерен сложены однородным на изображениях в обратно-рассеянных электронах (BSE) цирконом, содержащим включения титанита, кварца и амфиболя. Центральные части зерен чаще всего характеризуются высокой степенью метамиктных изменений и содержат участки «пористого», насыщенного мелкими включениями циркона (рис.). Наблюдаемые неоднородности строения зерен отражаются и в химическом, и в редкоэлементном составе циркона. От центра

к краю кристаллов выделяются следующие зоны: реликтовые ядра, «пористый» и метамиктный циркон, краевые части зерен и внешняя однородная оторочка.



Микрофотографии зерен циркона из габбро-пегматитов Боярского массива в обратно-отраженных электронах (BSE)

SEM-BSE micrographs of zircon grains in gabbro-pegmatites of Boyarsky massif

Реликтовые ядра установлены в центральных частях зерен, характеризуются однородным строением и не содержат включений других минералов. Размер сохранившихся ядер 10–20 мкм, они обогащены Y (2500–5250 ppm) и Yb (400–600 ppm) и имеют повышенные концентрации Dy (52–113 ppm). Содержание Ti варьирует от 54 до 66 ppm. Ядра окружены «пористым» и метамиктным цирконом. Краевые части зерен циркона характеризуются наличием большого количества ксеноморфных включений амфибола размером 10–50 мкм, а также титанита и кварца. Краевые части кристаллов циркона характеризуются низкими содержаниями Y (990–1100 ppm), Yb (140–250 ppm) и Dy (17–26 ppm). Концентрации Ti = 36–58 ppm. Внешняя оторочка в BSE выражена слабо и имеет однородное внутреннее строение, ее химический состав не изучался из-за малой мощности.

Обсуждение результатов

Особенности внутреннего строения, вариации содержаний Y и тяжелых РЗЭ, а также наличие и состав включений в пределах зерен циркона позволили выделить несколько генераций цирконов в габбро-пегматитах Боярского массива: (1) реликтовый циркон, кристаллизовавшийся из расплава, установлен в центральных частях зерен; (2) метаморфический циркон, сформированный в равновесии с гранатом, на что указывают низкие концентрации Y и ТРЗЭ, отвечает краевым частям зерен циркона. «Пористый» и метамиктный циркон представляют результат изменений, вероятнее всего, раннего магматического циркона.

Присутствие Ti в цирконе позволяет использовать его в качестве геотермометра (Watson et al., 2006). Однако в цирконах различного генезиса из габбро-пегматитов Боярского массива концентрации Ti близки и составляют от 36 до 66 ppm. Соответственно, температуры кристаллизации краевых (метаморфических) и центральных (магматических) частей зерен циркона,

полученные с использованием термометра Ti-in-Zr, близки и составляют 943–1108 °С. Полученные температуры, наиболее вероятно, соответствуют температурам кристаллизации расплава.

Выводы

В пределах Боярского массива, породы которого характеризуются низкими концентрациями Ti (Степанов, 1981), габбро-пегматиты являются разновидностью пород, наиболее богатой Ti. И Ti, и Zr являются элементами, несовместимыми с базальтовыми расплавами, и накапливаются в остаточных расплавах, в случае Боярского массива — в габбро-пегматитах. Поэтому цирконы, кристаллизовавшиеся из расплавов, характеризуются высокими содержаниями Ti (от 36 до 66) на уровне, критичном для оценки температур кристаллизации циркона (Watson et al., 2006). Таким образом, можно предположить, что содержание Ti в цирконе коррелирует с содержанием Ti в породе и не зависит от температуры кристаллизации. Соответственно, близкие значения T, °С в краевых и центральных частях циркона также зависят от высокого содержания Ti в породе.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН (№ гос. рег. темы AAAA-A18-118020290085-4).

Литература

Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов на примере беломорского комплекса. Л.: Наука, 2005. 170 с.

Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Babarina I. I., Stepanova A. V., Azimov P. Ya., Serebryakov N. S. Heterogeneity of basement processing in the Paleoproterozoic Lapland-Kola collision orogen, White Sea province of the Fennoscandian shield // Geotectonics. 2017. Vol. 5. P. 3–19.

Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // The Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 833–85.

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc. London, Mem. 2006. Vol. 32, No. 1. P. 579–598.

Harley S. L., Kelly M. N., Möller A. Zircon behavior and the thermal histories of mountain chains // Elements. 2007. Vol. 3. P. 25–30.

Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 151. P. 413–433.

Сведения об авторах

Кервинен Анна Валерьевна

аспирант, Институт геологии КарНЦ РАН, Kervinen@mail.ru

Егорова Светлана Валерьевна

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Институт геологии КарНЦ РАН, zumlic@mail.ru

Степанова Александра Владимировна

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии КарНЦ РАН, sa07sa@mail.ru

Ковалчук Елена Владимировна

младший научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, elena7kovalchuk@gmail.com

Kervinen Anna Valerievna

Graduate Student, Institute of Geology of KarRC RAS, Kervinen@mail.ru

Egorova Svetlana Valerevna

PhD (Geology & Mineralogy), Researcher, Institute of Geology of KarRC RAS, zumlic@mail.ru

Stepanova Alexandra Vladimirovna

PhD (Geology & Mineralogy), Leading Researcher, Institute of Geology of KarRC RAS, sa07sa@mail.ru

Kovalchuk Elena Vladimirovna

Junior Researcher, IGEM RAS, elena7kovalchuk@gmail.com

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.018

УДК 552.3 + 552.11 + 551.243

П. А. Кириллова

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАННЕОРОГЕННЫХ ИНТРУЗИЙ
СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
(НА ПРИМЕРЕ МАССИВОВ ВЕЛИМЯКИ, КААЛАМО, КУРКИЁКИ)****Аннотация**

Проведена оценка петро- и геохимических особенностей трех раннепротерозойских габброидных массивов Северного Приладожья. Изученные одновозрастные интрузии отличаются разной тектонической позицией. Применение классификационных и дискриминационных (тектонических) диаграмм позволило проследить некоторые взаимосвязи между составами пород и их положением в региональных разновозрастных структурах, а также дать оценку палеогеодинамических условий проявления магматизма.

Ключевые слова:

Северное Приладожье, габброиды, петрогохимия, тектоническая позиция.

P. A. Kirillova

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia
Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

**TECTONIC POSITION OF EARLY OROGENIC INTRUSIONS OF THE
NORTHERN LADOGA AREA AND THEIR PETROCHEMICAL FEATURES
(BY THE EXAMPLE OF VELIMÄKI, KAALAMO, KURKIJOKI MASSIFS)****Abstract**

We studied the petro- and geochemical features of the three Early Proterozoic intrusions of gabbro in the Northern Ladoga area. All intrusions have the same ages but are different in their tectonic positions. The classification and discriminatory (tectonic) diagrams allowed us to trace some relationships between rock compositions and their position in regional structures of different ages. An estimation of the paleogeodynamic conditions of magmatism is given.

Keywords:

Northern Ladoga area, gabbroides, petrogeochemistry, tectonic position.

Введение

Магматические комплексы, рассматриваемые в данной работе, находятся на территории Северного Приладожья. Основные черты геологического строения этого региона определяются, главным образом, тем, что он находится в области сочленения двух докембрийских мегаблоков: 1) древнего Карельского архей-протерозойского кратона; 2) протерозойского блока свекофеннид. Эта область сочленения известна как Раахе-Ладожская шовная зона. Она рассматривалась как основная тектоническая единица на границе архейской и протерозойской коры, имеющей важное металлогеническое значение (Simonen et al., 1980). Ранее было показано, строение шовной зоны можно интерпретировать как систему надвигов, что и послужило поводом для выделения здесь региональной структуры — Меерского надвига (Балтыбаев и др., 1996, 2000), по которому проходит граница двух упомянутых выше древних мегаструктур (рис. 1).

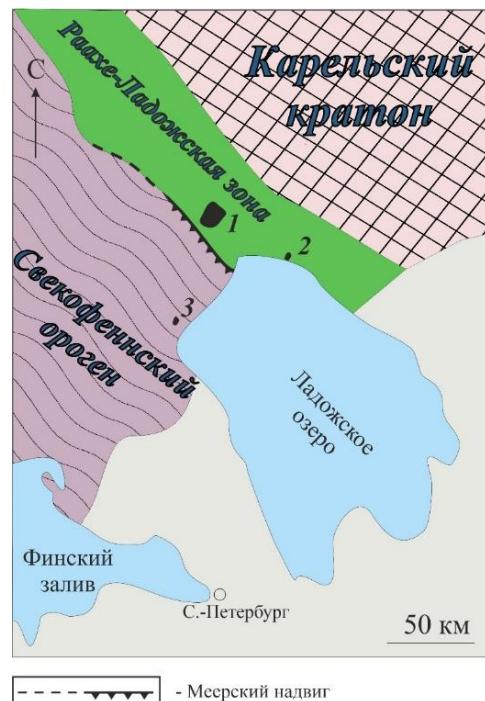


Рис. 1. Схема основных тектонических блоков региона Северного Приладожья и положение изучаемых массивов:
1 — Кааламо; 2 — Велимяки; 3 — Куркиёки

Fig. 1. The main tectonic blocks of the Northern Ladoga area and the position of the studied massifs:
1 — Kaalamo; 2 — Velimäki; 3 — Kurkiyoki

В описываемом регионе нами было изучено несколько интрузивных массивов, входящих в состав Кааламского, Велимякского и Куркиёкского комплексов. Данные комплексы имеют ряд факторов, позволяющих рассматривать их совместно: все слагающие их интрузивные тела являются

раннеорогенными и представляют собой преимущественно габброидные интрузии, т. е. они имеют близкие составы и приблизительно одинаковое время становления (1,88–1,89 млрд лет). В то же время изучаемые массивы занимают разную тектоническую позицию и находятся на разном удалении от зоны стыка, прорывая толщи как Карельского, так и Свекофинского блоков.

Целью настоящей работы является оценка петро- и геохимических особенностей одновозрастных магматических пород, занимающих разную тектоническую позицию. Предполагается проследить взаимосвязи между составами пород и их положением в региональных разновозрастных структурах.

Для сравнительного анализа использовались различные классификационные и дискриминационные (тектонические) диаграммы с акцентом на содержание петрогенных элементов.

Краткая характеристика изученных магматических комплексов

Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс площадью около 80 км² представляет собой крупное магматическое тело (массив Кааламо) и ряд небольших интрузий-сателлитов. По мнению большинства исследователей, массив Кааламо образовался в несколько фаз внедрения. К ранней фазе принято относить верлиты, оливиновые клинопироксениты, плагиопироксениты и меланократовые габбро; вторая фаза характеризуется внедрением габброноритов и габбро; к породам заключительной фазы относят диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты и плагиограниты. Все перечисленные породы пересекаются небольшими дайками (до 1 м) габброноритов. На данный момент имеются U–Pb-оценки возраста кварцевых диоритов — 1888 ± 5 млн лет. Интрузия Кааламо рудоносная, сульфиды пироксенитовых тел характеризуются повышенными содержаниями Ni, что определяет сходство массива Кааламо с никеленосным поясом Коталахти в Финляндии (Иващенко, Ручьев, 2019).

Велимякский клинопироксенит-габбро-(монцо)диоритовый комплекс представлен преимущественно массивом Велимяки и небольшими интрузиями габбро и габбро-диоритов. Характерной чертой массива является зональное строение: его слагают приконтактовые гибридные диориты, трахитоидные лейко- и меланогаббро и габбро-пироксениты. Возраст диоритов этого массива оценивается в 1874 ± 24 млн лет, а пироксенитов — 1900 ± 6 млн лет (Алексеев, 2019).

К пироксенитовым телам приурочена титаномагнетитовая минерализация, образовавшаяся во время кристаллизации массива. С более поздними наложенными процессами связано благороднометалльное сульфидное оруденение (Балтыбаев и др., 2017).

Куркиёкский норит-эндербитовый комплекс слагают небольшие интрузии, наиболее крупная из которых (Куркиекская) занимает площадь около 45–50 км². Свойственной чертой этого комплекса является наличие гиперстенсодержащих пород. Как и в предыдущих комплексах, некоторые типы пород куркиёкского комплекса рассматриваются как отдельные фазы кристаллизации. К первой фазе принято относить нориты, габбро и гипербазиты. Ко второй — эндербитоиды, образование которых повсеместно сопровождается гранулитовыми минеральными ассоциациями во вмещающих породах. Возраст эндербитоидов по U-Pb-данным составляет 1881 ± 7 млн лет (Балтыбаев и др., 2009).

Особенности петрохимии изученных интрузивных массивов

Была собрана единая база геохимических данных по трем изучаемым объектам на основе опубликованных материалов предыдущих исследователей региона.

На классификационной диаграмме TAS (Middlemost, 1994) показан характерный разброс составов пород всех трех интрузивных комплексов (рис. 2). Диапазон содержания кремнезема варьирует от 40 до 75 %, а сумма щелочей — от 2 до 7,5 %. Наибольшее перекрытие полей наблюдается для габбро, что обусловлено преобладанием основных пород во всех массивах. Выходы за границы полей нескольких точек массива Велимяки определяются нанесенными на диаграмму значениями рудных пироксенитов.

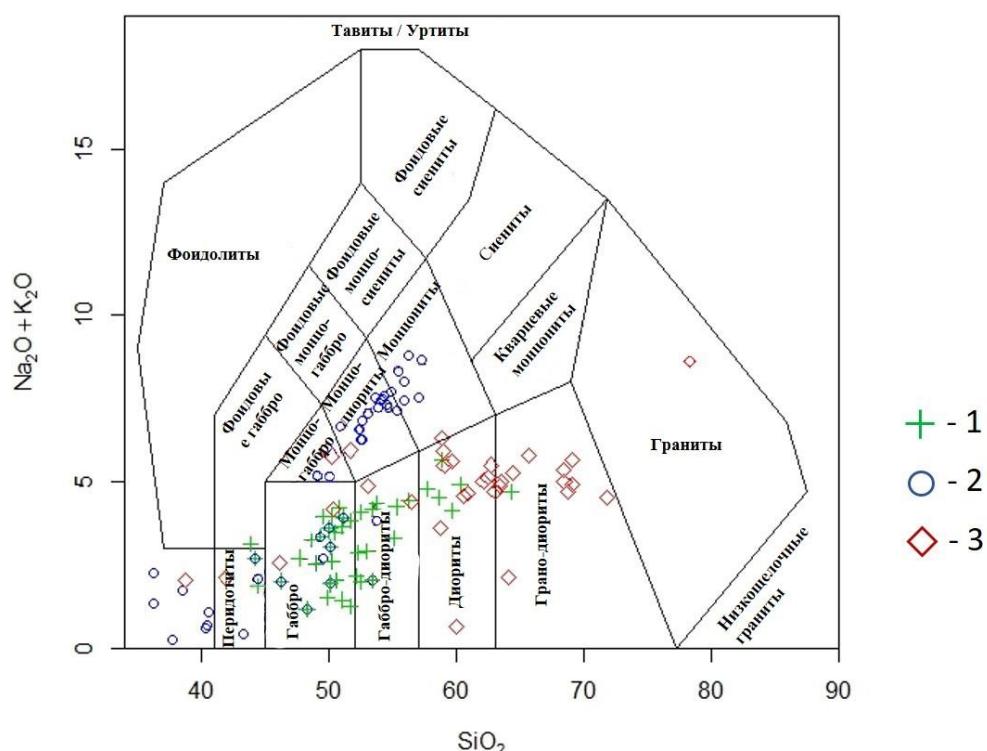


Рис. 2. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — SiO_2 (Middlemost, 1994) для пород Кааламского (1), Велимякского (2) и Куркиёкского (3) массивов с использованием опубликованных данных

Fig. 2. Classification diagram $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — SiO_2 (Middlemost, 1994) for the rocks of Kaalamo (1), Velimäki (2) and Kurkiyoki (3) massifs using published data

В целом для всех массивов характерен известково-щелочной тренд, что наглядно отображается на диаграммах AFM (Irvine, Baragar, 1971) и SiO_2 — K_2O (Peccerillo, Taylor, 1976). Однако ультрамафиты и некоторые мафиты массива Кааламо соответствуют толеитовой серии, а другая часть пород, насыщенных кремнеземом, попадает в поле известково-щелочной серии (рис. 3).

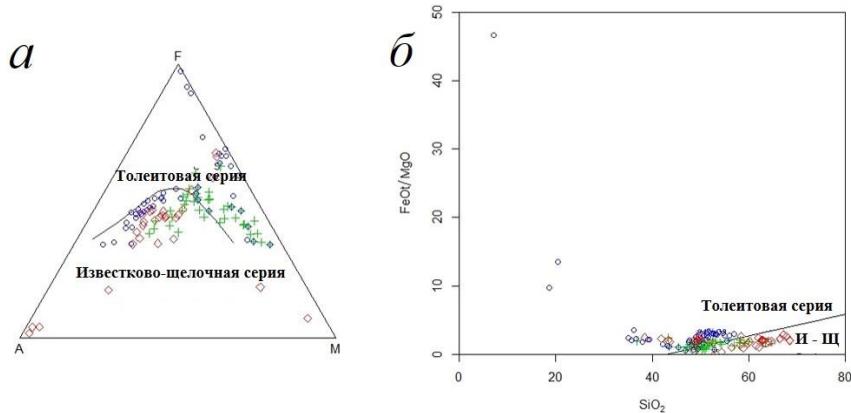


Рис. 3. Классификационные диаграммы A(Na_2O) — F(FeO) — M(MgO) (Irvin, Baragar, 1971) (а); FeO'/SiO_2 (Miyashiro, 1974) (б);
И-Щ — известково-щелочная серия. Условные обозначения: см. рис. 2

Fig. 3. Classification diagrams A(Na_2O) — F(FeO) — M(MgO) (Irvin, Baragar, 1971) (а); FeO'/SiO_2 (Miyashiro, 1974) (б). Legend: see Fig. 2

Для пород Велимякского комплекса отчетливо прослеживается щелочной тренд, что наглядно отображается на диаграмме $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ (Peccerillo, Taylor, 1976) (рис. 4).

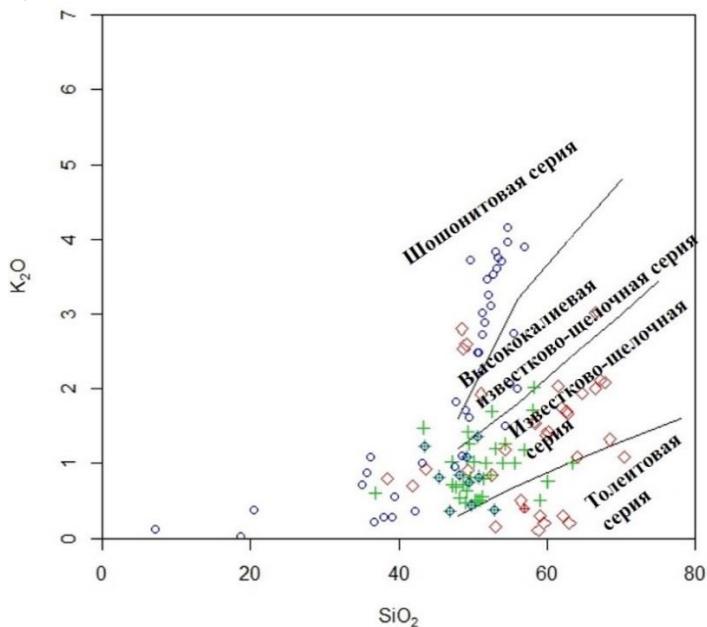


Рис. 4. Классификационная диаграмма K_2O — SiO_2 (Peccerillo, Taylor, 1976).
Условные обозначения: см. рис. 2

Fig. 4. Classification diagram K_2O — SiO_2 (Peccerillo, Taylor, 1976).
Legend: see Fig. 2

Особенностью диаграммы R_1 – R_2 (Batchelor, Bowden, 1985) является выявление факта прохождения набора некоторых элементов через орогенный цикл. Геотектоническая диаграмма используется для определения петрогенетических моделей, включающих фракционную кристаллизацию, частичное плавление или смешивание магмы. Также авторами выделяются следующие поля: доколлизионные (надсубдукционные) plutоны активных окраин, plutоны постколлизионных поднятий, синколлизионные и позднеорогенные, а также посторогенные и анорогенные магматиты.

В основном рассматриваемые нами породы попадают в область активной границы, что в целом не противоречит данным о геотектонической позиции объектов (рис. 5). Кроме того, точки дифференцированного массива Кааламо ложатся в область мантийного фракционирования, что, вероятно, подтверждает формирование данного массива в течение нескольких фаз интрузивной деятельности.

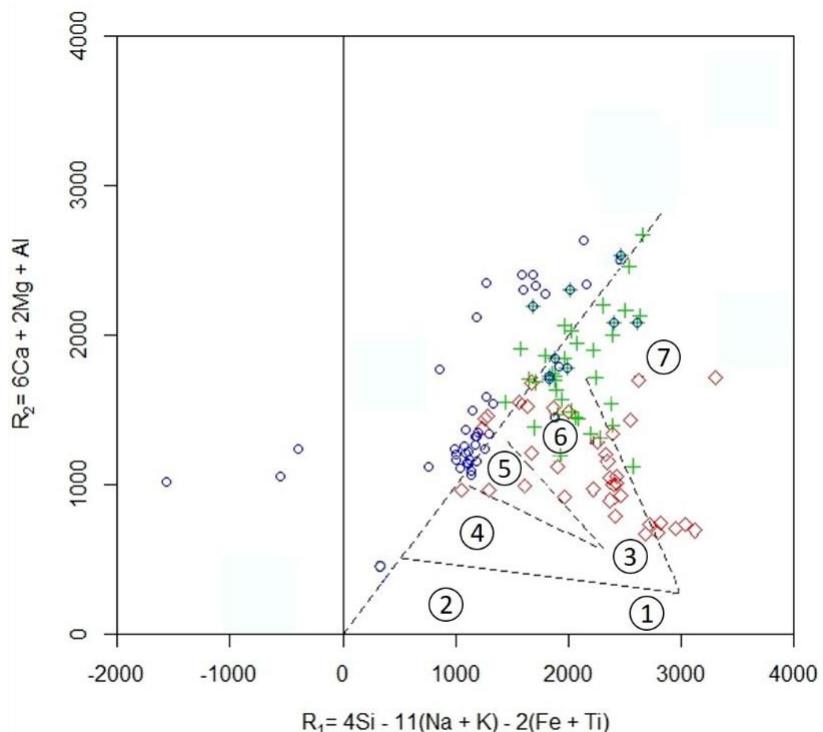


Рис. 5. Геотектоническая диаграмма $6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al} — 4\text{Si}-11(\text{Na} + \text{K}) — 2(\text{Fe} + \text{Ti})$, (Batchelor, Bowden, 1985):

1 — посторогенные гранитоиды; 2 — анорогенные гранитоиды;
3 — синколлизионные гранитоиды; 4 — субщелочные позднеорогенные гранитоиды;
5 — гранитоиды постколлизионных поднятий; 6 — активные границы, доколлизионные (надсубдукционные гранитоиды); 7 — продукты мантийного фракционирования. Условные обозначения: см. рис. 2

Fig. 5. Geotectonic diagramm $6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al} — 4\text{Si}-11(\text{Na} + \text{K}) — 2(\text{Fe} + \text{Ti})$, (Batchelor, Bowden, 1985):

1 — postorogenic; 2 — anorogenic; 3 — syn-collision; 4 — late-orogenic; 5 — post-collision uplift; 6 — pre-plate collision; 7 — mantle fractionates. Legend: see Fig. 2

Учитывая, что в основе диаграммы лежит общее и постоянное увеличение катионов K и Na (Batchelor, Bowden, 1985), вполне закономерна основная концентрация точек наиболее щелочного массива Велимяки за пределами выделенных полей.

Предполагая эфузивные аналоги интрузивных комплексов, рассмотрим следующую диаграмму, в основе которой лежит содержание оксидов титана, марганца и фосфора. Mn и Ti — элементы, присутствующие во фракционирующих фазах базальтов. Отличия между магмами вулканических дуг и океанических базальтов могут объясняться различными путями фракционной кристаллизации. Вариации содержаний P_2O_5 авторы диаграммы связывают с особенностями магматических очагов либо со степенью частичного плавления (Mullen, 1983). Исходя из того, что использованные в данной диаграмме катионы малоподвижны и нечувствительны при гидротермальных процессах, допускаем возможность применения этой геотектонической диаграммы к нашей геологической ситуации (рис. 6, a).

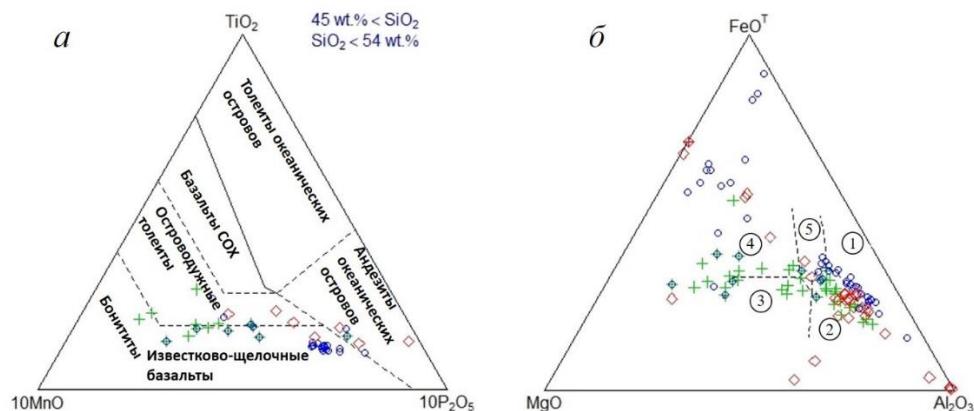


Рис. 6. Геотектоническая диаграмма $MnO — TiO_2 — P_2O_5$ (Mullen, 1983) (a); геотектоническая диаграмма $MgO — FeO^T — Al_2O_3$ (Pearce et al., 1977) (б):
1 — базальты надспрединговых островов; 2 — базальты вулканических дуг и активных континентальных окраин; 3 — базальты срединно-оceanических хребтов; 4 — базальты океанических островов; 5 — континентальные базальты.

Условные обозначения: см. рис. 2

Fig. 6. Geotectonic diagramm $MnO — TiO_2 — P_2O_5$ (Mullen, 1983) (a);

geotectonic diagramm $MgO — FeO^T — Al_2O_3$ (Pearce et al., 1977) (б):

1 — spreading center island; 2 — orogenic; 3 — ocean ridge and floor;

4 — ocean island; 5 — continental. Legend: see Fig. 2

Породы массивов Кааламо, Велимяки, Куркиёки обеднены титановой компонентой, а также такими элементами, как tantal и ниобий, что характерно для известково-щелочных базальтов, анделитов островных дуг и субдукционных базальтов. В целом на диаграмме (рис. 6, a) отражаются условия активной континентальной окраины и наблюдается известково-щелочная специфика пород.

Следующая геотектоническая диаграмма по петрогенным оксидам MgO — FeO^T — Al_2O_3 (Pearce et al., 1977) не отражает реальной геодинамической обстановки формирования изучаемых магматитов (рис. 6, б). В данном случае это может быть связано с тем, что MgO и Al_2O_3 могут быть подвижными в процессах зеленокаменных метаморфических изменений (Скляров и др, 2001), или же с контаминацией коровым материалом.

Для оценки палеогеодинамических условий проявления магматизма петрогенные оксиды используются редко. Таким образом, рассмотренные группы элементов дают только приближенное решение геотектонической типизации магматитов. Справедливо ожидать, что более аргументированные выводы о тектонических условиях образования пород массивов Кааламо, Велимяки и Куркиёки могут быть получены при использовании малых и редкоземельных элементов. На текущий момент сложности в использовании таких дискриминационных диаграмм связаны с ограниченным набором данных по этим элементам, а также с некоторыми ограничениями, характеризующимися высокой подвижностью малых и редкоземельных элементов в специфических геологических обстановках.

Литература

- Алексеев И. А. Велимякский комплекс // Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2019. С. 85–89.
- Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Шульдинер В. И. Мейерский надвиг — структура сочленения Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье // Докл. РАН. 1996. Т. 348, № 3. С. 353–356.
- Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
- Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Левский Л. К. Свекофенний пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.
- Балтыбаев Ш. К., Овчинникова Г. В., Глебовицкий В. А., Алексеев И. А., Васильева И. М., Ризванова Н. Г. Каледонское время образования золотосодержащих сульфидных руд в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // Доклады АН. 2017. Т. 476, № 2. С. 181–185.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М. Кааламский комплекс // Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2019. С. 76–84.
- Скляров Е. В. Интерпретация геохимических данных: учеб. пособие. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Bachelor R. A., Bowden, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. Vol. 48. P. 43–55.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
- Middlemost E. A. K. Naming Materials in the Magma / Igneous Rock System // Earth-Science Reviews. 1994. Vol. 37. P. 215–244.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American Journal of Science. 1974. Vol. 274. P. 321–355.

Mullen E. D. MnO / TiO₂ / P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1983. Vol. 62. P. 53–62.

Pearce, T. H., Gorman, B. E., Birkett, T. C. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planetary Science Letters. 1977. Vol. 36. P. 121–132.

Peccerillo, A., Taylor, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. Vol. 58. P. 63–81.

Simonen A. The Precambrian in Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1980. No. 304. 58 p.

Сведения об авторе

Кириллова Полина Алексеевна

младший научный сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН; Санкт-Петербургский государственный университет, polinageo-94@gmail.com

Kirillova Polina Alekseevna

Junior Researcher, Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS; Saint Petersburg State University, polinageo-94@gmail.com

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.019

УДК 552.112 + 552.331.1

**А. А. Котов^{1, 2}, В. С. Секисова^{1, 2}, О. Д. Мокрушина³,
Е. Н. Козлов³, Е. Н. Фомина³**

¹ Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ГРАФИТСОДЕРЖАЩИХ КВАРЦОЛИТОВ РАЙОНА РОВОЗЕРО (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ)

Аннотация

Приведены результаты рамановского и микротермометрического исследования флюидных включений в кварце графитсодержащих кварцолитов участка Ровозеро (Западные Кейвы). На основании изучения первичных флюидных включений установлено, что кварц образовывался при участии метансодержащих низкоконцентрированных водно-солевых растворов на наиболее поздних стадиях пегматитового процесса при темпертурах не ниже 160 °С. Состав вторичных флюидных включений указывает на то, что заполнение трещин и/или изменение кварцолитов происходило при участии богатых метаном и (в меньшей степени) водородом высококонцентрированных водных растворов солей CaCl₂, NaCl и, возможно, KCl. При этом по вторичным включениям прослеживается изменение растворов от средне-низкотемпературных высококонцентрированных до низкотемпературных менее концентрированных.

Ключевые слова:

кварцолиты, флюидные включения, рамановская спектроскопия, микротермометрия, Кейвы.

A. A. Kotov^{1, 2}, V. S. Sekisova^{1, 2}, O. D. Mokrushina³, E. N. Kozlov³, E. N. Fomina³

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

³ Geological Institute of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

FLUID INCLUSIONS IN GRAPHITE-BEARING QUARTZOLITES OF THE ROVOZERO AREA (KOLA PENINSULA, RUSSIA)

Abstract

This paper presents the results of Raman and thermometric studies of fluid inclusions in quartz of graphite-bearing quartzolites from the Rovozero area (Western Keivy). Based on the study of primary fluid inclusions, it was found that quartz was formed with the participation of methan-bearing low-concentrated water-salt solutions at the final stages of pegmatite formation at temperatures above 160 °C. The composition of the secondary fluid inclusions indicates that the filling of cracks and/or an alteration of quartzolites occurred along with the action of highly concentrated aqueous solutions of CaCl₂, NaCl and, possibly, KCl, rich in methane and (to a lesser extent) hydrogen. Secondary inclusions show a change in solutions from medium-to-low-temperature and highly concentrated to low-temperature and less concentrated.

Keywords:

quartzolites, fluid Inclusions, Raman spectroscopy, microthermometry, Keivy.

Комплекс щелочных гранитов Кейв занимает более 2500 км² площади на Балтийском щите. Возраст массивов этого комплекса оценивается в 2670–2650 Ma (Mitrofanov et al., 2000; Баянова, 2004; Vetrin, Rodionov, 2009). По геохимическим характеристикам эти граниты относятся к анорогенному типу (Mitrofanov et al., 2000; Zozulya, 2005). Для них свойственны повышенные содержания Zr, REE, Y, Nb, Ta, Sn, Be, Li, Ga, Pb, Zn, Th и U, вплоть до образования крупных рудопроявлений и месторождений (Mikhailova et al., 2017).

Одной из форм проявления редкометалльной минерагении щелочных гранитов Кейв является редкоземельная, иттриевая, ниобиевая, циркониевая и ториевая минерализация внутригранитных и приконтактовых кварцолитов, т. е. эндогенных пород, более чем на 80 об. % состоящих из кварца (Геологический..., 2012). Редкометалльная минерализация распределена в кварцолитах неравномерно и представлена преимущественно бритолитом, иттриалитом, цирконом, эшенитом-Y, чевкинитом-Ce, фергюсонитом-Y, торитом, монацитом, ксенотитом и бастнезитом (Lylalina et al., 2014). Традиционно формирование редкометалльной минерализации в кварцолитах и минерализованных гранитах, так же как и образование самих кварцолитов, связывают непосредственно с магматическим процессом на стадии его завершения (Бельков и др., 1988). В то же время результаты новейших минералогических исследований выявили существенную роль гидротермальных флюидов в формировании кварцолитов Кейв (Lylalina et al., 2014; Macdonald et al., 2017).

Дополнительная информация о природе кварцолитов и механизмах их образования или преобразования может быть получена при детальном изучении флюидных включений. Для проведения термобарогеохимических исследований мы выбрали графитсодержащие внутригранитные кварцолиты участка Ровозеро (Западные Кейвы). Образцы для изучения были отобраны из крупной кварцевой линзы размером около 10 x 20 м, имеющей нечеткие диффузионные границы с окружающими окварцованными гранитами. Данные кварцолиты более чем на 90 об. % сложены кварцем. В качестве второстепенных выступают минералы,

тиличные для вмещающих щелочных гранитов, — калиевый полевой шпат, рибекит и арфведсонит, а в акцессорных количествах присутствуют галенит, кассiterит, титанит и пирохлор. Содержание сферолитов графита в кварцолитах Ровозера достигает 1–2 об. %. Проведенное ранее изучение данных сферолитов указывает на мантийный источник углерода и относительно низкотемпературные (~ 450 °C) условия кристаллизации графита (Fomina et al., 2019).

Для изучения включений были изготовлены двусторонне полированные пластинки толщиной 300 мкм. Поиск и классификация включений осуществлялись в проходящем и отраженном свете с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX-53M.

Изучение фазового состава флюидных включений осуществлялось с помощью рамановской спектроскопии. Спектры комбинационного рассеяния (КР) были получены на спектрометре Horiba LabRAM HR 800 в Институте геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН). Для возбуждения использовался лазер с длиной волны 532 нм и выходной мощностью 75 мВт. Регистрация проводилась с помощью CCD-детектора с рабочей температурой -69 °C, охлаждаемого по методу Пельтье. Для сбора рассеянного света использовался объектив 100х. Спектры были получены в диапазоне 100–4200 см⁻¹. Вариации времени накопления изменялись в ходе работы от наименьших (25 с/спектральное окно) до максимальных (400 с/спектральное окно) в зависимости от размера и глубины нахождения включения. При калибровке использовалась частота колебания кремния 520,7 см⁻¹. Анализ проводился при комнатной температуре.

Микротермометрические исследования включений проводились в ИГМ СО РАН с помощью микротермокамеры Linkam THMSG600, работающей в диапазоне температур от -180 °C до 600 °C. Охлаждение проводилось подачей потока азота. Погрешность измерения температуры составляла 0,1 °C. Контроль температуры проводился программным обеспечением Linksys 32. Визуальный контроль проводился с помощью микроскопа Olympus BX51.

В кварце из графитсодержащих кварцолитов расплавных включений обнаружено не было, однако выявлено большое количество флюидных включений (ФВ).

В редких случаях в центральных зонах кристаллов кварца установлены одиночные флюидные включения (рис. 1, *а*), не приуроченные к каким-либо трещинам, что указывает на первичную природу этих включений. Их размер достигает 50 мкм. Как правило, эти включения являются двухфазными и содержат газовый пузырь и жидкость. КР-спектроскопия первичных ФВ позволила установить, что жидкость повсеместно представлена водным раствором с группой характерных пиков в области 3000–3700 см⁻¹ (рис. 2, *б*). Измеренные $T_{\text{эвт}}$ указывают на то, что водный раствор соответствует практически чистой системе NaCl — H₂O. На основании температуры плавления последнего кристаллика соли была рассчитана соленость раствора, которая равна 7 мас. % экв. NaCl. Газовые пузыри содержат CH₄ (2917 см⁻¹), реже отмечены подчиненные количества H₂ (4156 см⁻¹) (рис. 2, *б*). Гомогенизация первичных включений происходит при температурах 160–175 °C. Следует отметить, что температура гомогенизации — это минимально возможная температура захвата (Рёддер, 1987).

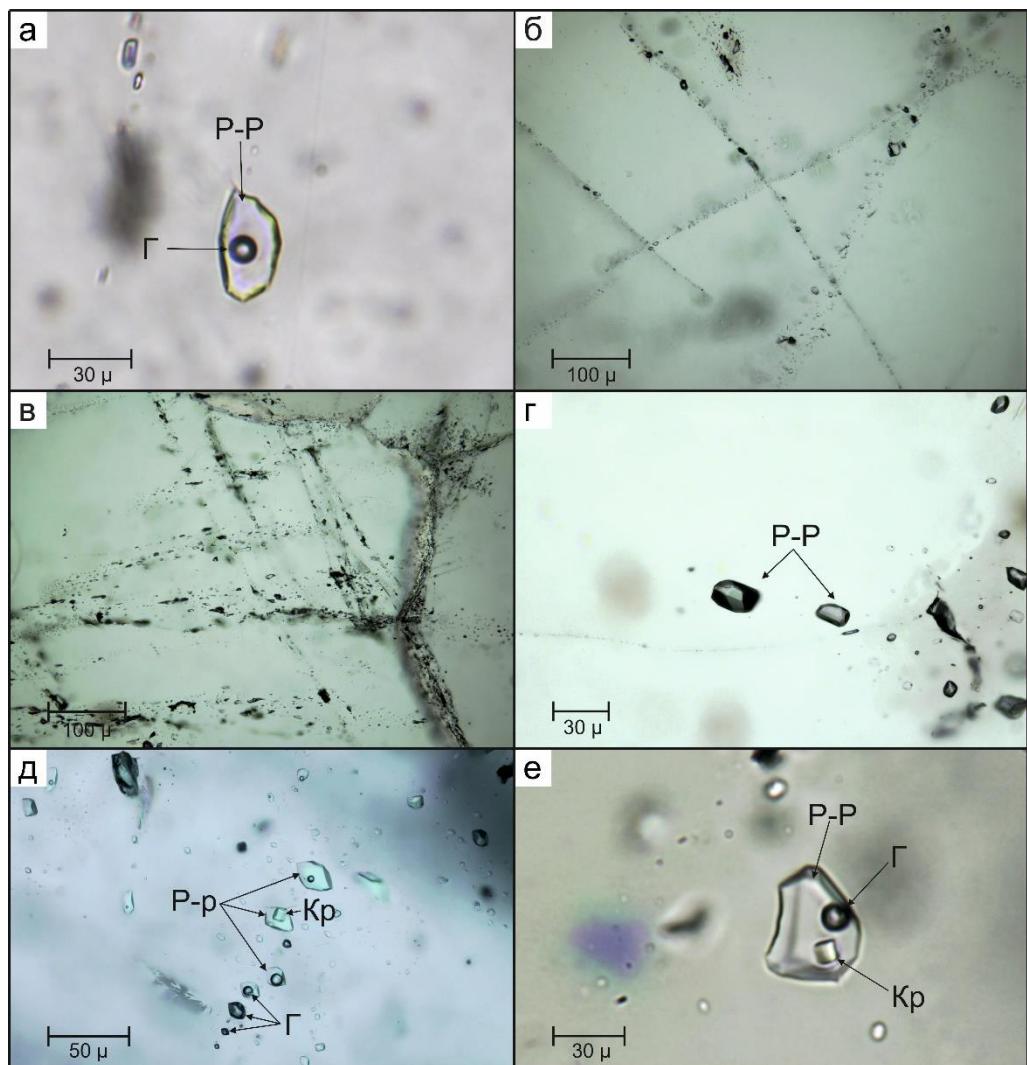


Рис. 1. Флюидные включения в кварце кварцолитов:
 а — первичное двухфазное ФВ; б, в — цепочки вторичных ФВ, маркирующих трещины; г — однофазные вторичные ФВ, представленные водным раствором;
 д — цепочка вторичных ФВ гетерогенного захвата, в которой представлены одно-, двух- и трехфазные ФВ с различным соотношением фаз; е — трехфазное вторичное ФВ, представленное водным раствором, газовым пузырьком и кубическим кристаллом. Р-Р — раствор, Г — газ, Кр — кристалл

Fig. 1. Fluid inclusions (FI) in quartz from quartzolites:
 а — primary biphasic FI; б, в — chains of secondary FI marking cracks; г — single-phase aqueous secondary FI; д — a chain of secondary FIs of heterogeneous trapping: single-, two- and three-phase FIs with different phase ratios; е — three-phase secondary FI represented by an aqueous solution, gas bubble, and a cubic crystal.
 Р-Р is solution, Г is gas, Кр is a crystal

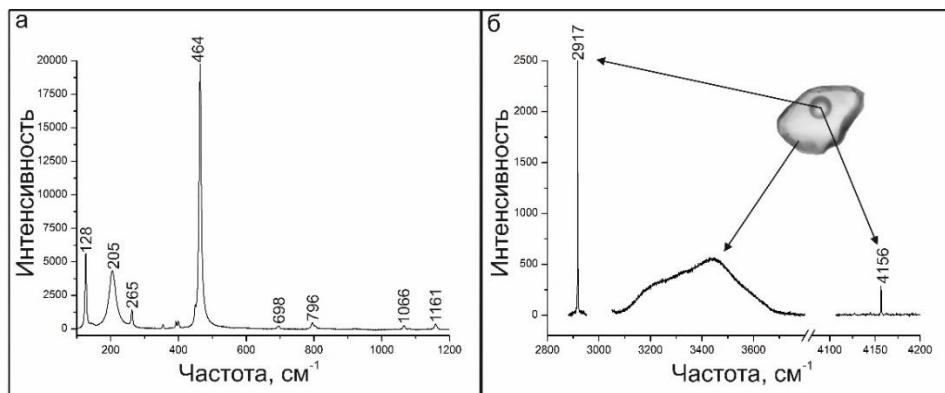


Рис. 2. Спектры комбинационного рассеяния:
 а — кварца; б — двух фаз (газ + жидкость) в первичном ФВ

Fig. 2. Raman spectra:
 a — for quartz; б — for two phases (gas + liquid) in the primary FI

Вторичные включения представлены цепочками, маркирующими залеченные трещины в пределах отдельных зерен кварца (рис. 1, б, в). Размер вторичных ФВ варьирует от субмикронных до 40 мкм. В основном они имеют удлиненную округлую форму, однако также нередко встречаются ФВ неправильной формы или имеют форму отрицательных кристаллов кварца (рис. 1, г). Большое количество залеченных трещин, секущих друг друга, возможно, указывает на наличие нескольких генераций вторичных ФВ, однако установить количество генераций весьма проблематично. В пределах одной цепочки встречаются сразу несколько типов включений: одно-, двух- и трехфазные (рис. 1, д).

Однофазные включения представлены как газовыми включениями, так и включениями водного раствора. Подавляющее большинство вторичных ФВ являются двухфазными и содержат газовый пузырь и водный раствор. Трехфазные включения представлены газовым пузырем, водным раствором и кристаллом соли (рис. 1, е). Следует отметить, что присутствие кристаллика указывает на большую концентрацию солей в растворе. При этом нередко наблюдается разное соотношение фаз даже в пределах одного типа включений (рис. 1, д). Присутствие в одной цепочке включений с различным фазовым составом и разным наполнением указывает на гетерогенный захват (Рёддер, 1987).

Для КР-исследований и микротермометрических экспериментов нами были отобраны группы газово-жидких включений с кристаллами и без них, в которых визуально наблюдались сходные соотношения фаз. Пример фазовых переходов при микротермометрическом исследовании вторичного газово-жидкого включения представлен на рис. 3.

Кубические кристаллы, присутствующие в некоторых двух- и трехфазных ФВ, спектров комбинационного рассеяния не имеют, что объясняется ионным типом связи. Согласно КР-спектрам жидкой фазы из этих включений установлено, что она представлена водным раствором различной солёности, на что указывает различная форма пика воды в области 3000–3700 cm^{-1} (Wang et al.,

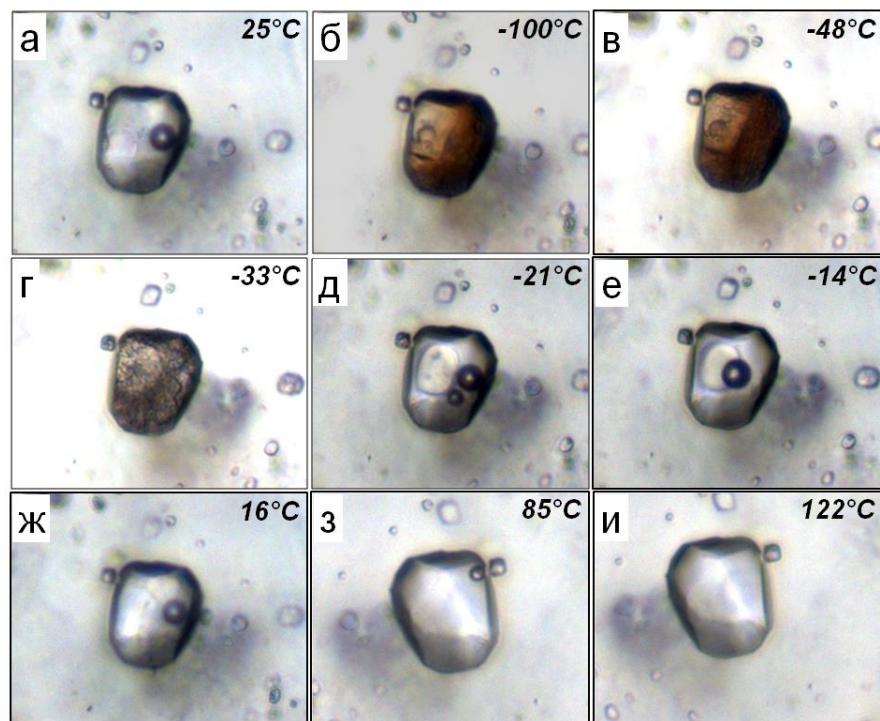


Рис. 3. Фазовые переходы при микротермометрическом исследовании вторичного газово-жидкого включения:

а — ФВ при комнатной температуре; *б* — ФВ в состоянии полной заморозки; *в* — эвтектика; *г* — оттаивание льда; *д* — дальнейшее оттаивание; *е* — дальнейшее оттаивание, когда лед сформировал один кристаллик; *ж* — плавление последнего кристаллика; *з* — уменьшение газового пузыря во ФВ в процессе прогрева; *и* — гомогенизация

Fig. 3. Phase changes during a microthermometric experiment with a secondary gas-liquid fluid inclusion (FI):

а — FI at room temperature; *б* — FI in a full freeze condition; *в* — eutectic; *г* — ice crystal melting; *д* — ongoing melting of ice; *е* — formation of a single ice crystal; *ж* — melting of the last ice crystal; *з* — downsizing of a gas bubble in the FI during heating; *и* — homogenization

2013). В ходе микротермометрических экспериментов по методу (Борисенко, 1977) нами были определены температуры эвтектики ($T_{\text{эвт}}$), которые составили -39 и -48 $^{\circ}\text{C}$. $T_{\text{эвт}} = -39$ $^{\circ}\text{C}$ характерна как для двух-, так и для трехфазных включений. С другой стороны, минимальная $T_{\text{эвт}}$, равная -48 $^{\circ}\text{C}$, установлена исключительно для двухфазных включений. Различия температур эвтектики связаны с вариациями состава солей, растворенных в растворе. Наименьшая $T_{\text{эвт}}$ наиболее близка к таковой для системы $\text{CaCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ ($T_{\text{эвт}} = -49,8$ $^{\circ}\text{C}$). Полученные нами температурные оценки эвтектики для второй генерации вторичных ФВ занимают промежуточные положения между температурами эвтектик для чистых систем $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ ($T_{\text{эвт}} = -21,2$) и $\text{CaCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ ($T_{\text{эвт}} = -49,8$ $^{\circ}\text{C}$). На присутствие соли NaCl косвенно указывают состав первичных включений, габитус дочерних

кристаллов и температурные диапазоны существования этих фаз, а также результаты КР-спектроскопии. Таким образом, все генерации вторичных ФВ представлены водно-солевыми растворами трехкомпонентной системы $\text{NaCl} - \text{CaCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ с различным соотношением солей из обеих указанных систем. Однако нельзя исключать присутствие подчиненных количеств других соединений с ионным типом связи, например, KCl , NaF и т. п. Во включениях с $T_{\text{эвт}} = -39$ °С соленость не превышает 30 мас. % экв. NaCl или 46 мас. % экв. CaCl_2 . При $T_{\text{эвт}} = -48$ °С соленость равняется 26 мас. % экв. NaCl или 41 мас. % экв. CaCl_2 .

Гомогенизация исследованных газово-жидких включений происходила в жидкую фазу при температурах 110–295 °С. При этом отмечено, что температура гомогенизации заметно выше во включениях, содержащих более концентрированный водный раствор.

Рамановские спетры газового пузыря во всех типах вторичных ФВ характеризуются присутствием высокointенсивных линий в области 2917 cm^{-1} , характеризующихся колебаниями в структуре молекулы CH_4 . В единичных случаях на КР-спектрах газовых пузырей наблюдается линия в области 4155 cm^{-1} , что свидетельствует о наличии в них подчиненного количества H_2 в газовой смеси с метаном. Температура частичной гомогенизации в пузыре из двухфазного ФВ была зафиксирована при -87,5 °С, отвечает плотности CH_4 , равной 0,084 г/см³. Других газов помимо CH_4 и H_2 обнаружено не было.

Заключение

По результатам изучения флюидных включений в кварце графитсодержащих кварцолитов установлено, что кварц образовывался из метансодержащих низкоконцентрированных водных растворов при температурах не ниже 160 °С. Отсутствие расплавных включений в кварце указывает на то, что данный этап минералообразования соответствовал наиболее поздним стадиям пегматитового процесса. Залечивание трещин и/или изменение кварцолитов происходило за счет воздействия водно-солевых растворов, которые в процессе изменялись от средне-низкотемпературных высококонцентрированных до низкотемпературных и менее концентрированных. При этом эти растворы содержали соли трехкомпонентной системы $\text{NaCl} - \text{CaCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ и были обогащены метаном и в меньшей степени водородом. Таким образом, все этапы становления графитсодержащих кварцолитов Ровозера протекали в присутствии метана и, вероятно, без участия других углеродсодержащих газов.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0052 при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00068).

Литература

Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

Бельков И. В., Батиева И. Д., Виноградова Г. В., Виноградов А. Н. Минерализация и флюидный режим контактных зон интрузий щелочных гранитов. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1988. 109 с.

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

Геологический словарь: в 3 т. Т. 3. Р–Я / гл. ред. О. В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 440 с.

Rödder Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1: Природа включений и методы их исследования. М.: Мир, 1987. 560 с.

Fomina E., Kozlov E., Likhov K., Likhova O., Bocharov V. Carbon Sources and the Graphitization of Carbonaceous Matter in Precambrian Rocks of the Keivy Terrane (Kola Peninsula, Russia) // Minerals. 2019. No. 9 (2). P. 94.

Lyalina L. M.; Zozulya D. R., Savchenko Y. E., Tarasov M. P., Selivanova E. A., Tarasova E. Fluorbritholite-(Y) and yttrialite-(Y) from silexites of the Keivy alkali granites, Kola Peninsula // Geol. Ore Depos. 2014. No. 56. P. 589–602.

Macdonald R., Bagiński B., Zozulya D. Differing responses of zircon, chevkinite-(Ce), monazite-(Ce) and fergusonite-(Y) to hydrothermal alteration: Evidence from the Keivy alkaline province, Kola Peninsula, Russia // Mineral. Petrol. 2017. No. 111. P. 523–545.

Mikhailova J. A., Pakhomovsky Y. A., Ivanyuk G. Y., Bazai A. V., Yakovenchuk V. N., Elizarova I. R., Kalashnikov A. O. REE mineralogy and geochemistry of the Western Keivy peralkaline granite massif, Kola Peninsula, Russia // Ore Geology Reviews. 2017. No. 82. P. 181–197.

Mitrofanov F. P., Zozulya D. R., Bayanova T. B., Levkovich N. V. The world's oldest anorogenic alkali granitic magmatism in the Keivy structure on the Baltic Shield // Dokl. Earth Sci. 2000. No. 374. P. 238–241.

Vetrin V. R., Rodionov N. V. Geology and geochronology of neoarchean anorogenic magmatism of the Keivy structure, Kola Peninsula // Petrology. 2009. No. 17. P. 537–557.

Wang X., Wenxuan H., Chou I. Raman spectroscopic characterization on the OH stretching bands in NaCl — Na₂CO₃ — Na₂SO₄ — CO₂ — H₂O systems: Implications for the measurement of chloride concentrations in fluids inclusions // Journal of Geochemical Explorations. 2013. No. 132. P. 111–119.

Zozulya D. R., Bayanova T. B., Eby G. N. Geology and Age of the Late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // J. Geol. 2005. No. 113. P. 601–608.

Сведения об авторах

Котов Алексей Андреевич

аспирант НГУ, инженер Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева
СО РАН, kотов@igm.nsc.ru

Секисова Виктория Сергеевна

младший научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева
СО РАН; ассистент кафедры ПГРМ НГУ, v_sekisova@igm.nsc.ru

Мокрушина Ольга Дмитриевна

младший научный сотрудник Геологического института ФИЦ КНЦ РАН,
mokrushin@geoksc.apatity.ru

Козлов Евгений Николаевич

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Геологического
института ФИЦ КНЦ РАН, kozlov_e.n@mail.ru

Фомина Екатерина Николаевна

младший научный сотрудник Геологического института ФИЦ КНЦ РАН,
fomina_e.n@mail.ru

Kotov Alexey Andreevich

PhD Student of GGD NSU; Engineer of Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB
RAS, kотов@igm.nsc.ru

Sekisova Viktoria Sergeevna

Junior Researcher of Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS,
Teaching Assistant, GGD NSU, v_sekisova@igm.nsc.ru

Mokrushina Olga Dmitrievna

Junior Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, mokrushin@geoksc.apatity.ru

Kozlov Evgeniy Nikolaevich

Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, kozlov_e.n@mail.ru

Fomina Ekaterina Nikolaevna

Junior Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, fomina_e.n@mail.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.020

УДК 622.765.061.25

Е. А. Красавцева^{1,2}, А. А. Горячев²

¹ Лаборатория природоподобных технологий и техносферной безопасности
Арктики ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

² Институт проблем промышленной экологии Севера, Апатиты, Россия

ОБЗОР СПОСОБОВ ДЕПРЕССИИ ТАЛЬКА ПРИ ФЛОТАЦИИ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

Аннотация

Проблема флотации оталькованных руд актуальна в России и за рубежом. В силу природной гидрофобности тальк легко флотируется, снижая качество получаемого концентратата. Рассмотрены несколько способов селективного подавления талька при пенной флотации медно-никелевых руд. Отмечены механизмы сорбции депрессоров.

Ключевые слова:

sульфидные руды, депрессоры флотации, тальк, селективная адсорбция.

Е. А. Krasavtseva^{1,2}, А. А. Goryachev²

¹ Laboratory of Nature-Inspired Technologies and Environmental Safety of the Arctic
of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

² Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

REVIEW OF METHODS OF TALC DEPRESSION AT THE FLOTATION OF COPPER-NICKEL ORES

Abstract

The problem of flotation of milled ores is relevant in Russia and abroad. Due to its natural hydrophobicity, talc is easily floated, reducing the quality of the resulting concentrate. Several methods for the selective suppression of talc during foam flotation of copper-nickel ores are considered. The mechanisms of sorption of depressants are noted.

Keywords:

sulphide ores, flotation depressants, talc, selective adsorption.

Сплошные и вкрапленные сульфидные никелевые и медно-никелевые руды являются основным источником цветных и благородных металлов. Получение качественных сульфидных концентратов при их обогащении осложняется присутствием гидрофобных флотоактивных силикатов, в частности талька (Кузнецова и др., 2019). Тальк — наиболее распространённый гидрофобный минерал, встречающийся в медно-никелевых сульфидных рудах, а также в рудах,

содержащих МПГ (Bremmell et al., 2005; Chen et al., 1999a, b; Engel et al., 1997; Pietrobon et al., 1997; Senior, Thomas, 1997; Wiese et al., 2007; Witney, Yan, 1997; Zhao et al., 2015a, b). Будучи природно гидрофобным, в процессе пенной флотации тальк легко переходит в концентрат, тем самым снижая качество концентратата и увеличивая затраты на его дальнейшую переработку (Beattie et al., 2006; Shortridge et al., 2000; Steenberg, Harris, 1984; Feng et al., 2018). Поэтому депрессия талька и других магниевых гидросиликатов является предметом многих исследований.

Так, в качестве депрессоров при флотации медно-никелевых руд широко используются карбоксиметилцеллюлоза (КМЦ), гуаровая камедь, крахмал и другие полисахаридные полимеры. В работе (Shortridge et al., 2000) отмечается снижение флотоактивности талька при добавлении гуаровой камеди, причём эффект депрессии не зависит от pH и ионной силы раствора, а лишь возрастает с увеличением молекулярной массы гуара. КМЦ — неэффективный депрессор, поскольку эффект депрессии увеличивается либо при низком pH, либо при высокой ионной силе раствора. Эти подавители в некотором количестве адсорбируются на сульфидных минералах, тем самым ухудшая характеристики флотации (Beattie et al., 2006; Cawood et al., 2005; Feng et al. 2012; Huang et al., 2014; Khraisheh et al., 2005; Laskowski et al., 1991; Leung et al., 2011; Ma, Pawlik, 2007; McFadzean et al., 2011; Mierczynska, Beattie, 2013; Morris et al., 2002; Parolis et al., 2008; Senior et al., 1995; Shortridge et al., 2000; Wang et al., 2005; Wiese et al., 2007).

Важной задачей является поиск и разработка эффективных, легкодоступных и недорогих депрессоров для селективного флотационного разделения рудных минералов и талька.

Флотация оталькованных медно-никелевых руд

В работе (Leung et al., 2011) для подавления талька при флотации никелевых минералов предложен сополимер акриламида и винилпирролидиона. Идея заключается в разработке полимера со сбалансированной гидрофобной / гидрофильной природой для преодоления естественной гидрофобности талька и, следовательно, для предотвращения его прикрепления к пузырькам воздуха в процессе пенной флотации. Максимальный эффект снижения флотационной активности талька был достигнут при содержании в смеси полимеров винилпирролидиона 25–30 %. Стоит отметить, что данный подавитель не обладает достаточной селективностью: сополимерная система имеет одинаково сильное сродство как к тальку, так и к пентландиту.

В исследовании (Zhao et al., 2015a) для подавления талька и других магниевых гидросиликатов был использован депрессор Foenum-graecum (FGM), представляющий собой полисахарид с высокой молекулярной массой. Растения Foenum выращиваются в Китае, других странах Азии и Африки (Jiang et al., 2012), что обуславливает низкую цену на сырьё. Результаты флотации одиночных минералов и их модельных смесей, а также реального образца руды показали, что FGM можно рассматривать в качестве селективного подавителя для минералов талька и хлорита при незначительном эффекте депрессии на рудные минералы. Механизм адсорбции депрессора был исследован методами измерения адсорбции, дзета-потенциала и ИК-спектроскопии. Установлено, что в диапазоне pH 6–8 FGM активно адсорбируется на тальке (хемосорбция), в то время как адсорбция на халькопирите и пентландите отсутствует или незначительна.

В сравнении с промышленно применяемой КМЦ, использование FGM позволило увеличить извлечение меди в концентрат на 25 %, никеля — на 16 %.

Влияние галактоманнана (KGM) на депрессию талька и флотацию медно-никелевой сульфидной руды исследовано в работе (Zhao et al., 2015). KGM — высокомолекулярный полисахарид, получаемый из корня растений аморофофаллуса или тригонеллы (Zhou et al., 2012), которые выращивают в большом количестве в южной части Китая и Японии, что обуславливает низкую стоимость сырья для его производства (Jiang et al., 2012). В сравнении с широко применяемыми депрессорами (КМЦ, гуаровая камедь) KGM при промышленной флотации значительно увеличил извлечение никеля и меди — на 18,15 и 18,02 % соответственно, при этом расход реагента уменьшился вдвое. Также методами измерения дзета-потенциала и ИК-спектроскопии был исследован механизм сорбции реагента на поверхностях талька и пентландита. Установлено, что KGM посредством химической адсорбции может избирательно и сильно адсорбироваться на тальке, в то время как между депрессором и пентландитом происходит лишь слабая физическая адсорбция.

Селективные депрессоры при флотационном разделении халькопирита и талька

В работе (Feng et al., 2018) авторами предложено использование камеди рожкового дерева в качестве депрессора при флотационном разделении халькопирита и талька. Испытания проводились на одиночной минеральной фракции и смесях минералов. Измерения дзета-потенциала и данные рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии показали, что реагент адсорбируется на тальке в основном за счёт физических взаимодействий. В целом камедь рожкового дерева характеризуется лучшей селективностью, чем гуаровая камедь, для флотационного отделения халькопирита от талька. Депрессивное влияние камеди на сульфиды проявляется слабее, чем на тальк, что позволяет разделять их путём контроля водородного показателя пульпы в диапазоне 6,5–7,5. Тем же коллективом авторов исследовано подавляющее действие трагакантовой камеди при флотационном разделении талька и халькопирита. Отмечено, что эффект депрессии не зависит от величины pH, при этом, в сравнении с гуаровой камедью, исследуемый реагент проявляет меньшее депрессирующее влияние на сульфидные минералы, что позволяет эффективно отделять халькопирит от талька. Установлено, что трагакантовая камедь адсорбируется на поверхностях талька посредством физических взаимодействий.

Авторы (Fu et al., 2018) также рассматривают возможность улучшения характеристик получаемого концентрата при флотации халькопирита и талька. Ими была предложена комбинация хлорида кальция и лигносульфоната натрия в качестве селективного депрессора талька. Для исследования механизма действия предлагаемого реагента были использованы такие методы, как адсорбционные тесты, измерения дзета-потенциала и ИК-спектроскопия. Присутствие ионов кальция значительно увеличивает плотность адсорбции лигносульфоната натрия на поверхности талька, снижает поверхностный потенциал и повышает гидрофильность частиц талька, тем самым эффективно подавляя флотацию талька. ИК-спектроскопия показала, что и хлорид кальция, и лигносульфонат натрия химически адсорбируются на поверхностях талька в щелочных условиях.

В своём исследовании (Liu et al., 2019) авторы рассматривают зависимость эффективности КМЦ, используемой в качестве депрессора талька, от pH пульпы. Для понимания механизма подавляющего действия на тальк были проведены измерения адсорбции, дзета-потенциала, ИК-спектроскопии. Новый метод заключается в регулировании pH пульпы: в кислой среде (pH = 4) растворённые частицы талька обеспечивают большое количество ионов магния, которые адсорбируются на поверхности ещё не растворённых частиц талька при нейтральном pH. Таким образом, увеличиваются адсорбция КМЦ и, как следствие, депрессирующее действие подавителя на тальк.

Заключение

Таким образом, нами рассмотрены несколько новых депрессоров талька при флотации медно-никелевых руд: камедь различных растений, полимеры и их производные и т. д. Одни из них получают переработкой природных смол, растений, другие — синтезом полимеров и соединением их в разных соотношениях. В настоящее время исследования ведутся в двух основных направлениях: улучшение свойств уже известных депрессоров (КМЦ, гуаровой камеди и др.) и изучение свойств ранее не использовавшихся в качестве флотореагентов веществ. Главное — доступность и низкая себестоимость депрессора наряду с его селективностью.

Литература

- Кузнецова И. Н., Лавриненко А. А., Шрадер Э. А., Саркисова Л. М.* Снижение извлечения флотоактивных силикатов в коллективный концентрат при флотации малосульфидной платинометалльной руды // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2019. № 5. С. 200–208.
- Beattie D. A., Huynh L., Kaggwa G. B., Ralston J.* Influence of adsorbed polysaccharides and polyacrylamides on talc flotation // International Journal of Mineral Processing. 2006. No. 78. P. 238–249.
- Bremmell K. E., Fornasiero D., Ralston, J.* Pentlandite-lizardite interactions and implications for their separation by flotation // Colloids and Surfaces A. 2005. No. 252 (2/3). P. 207–212.
- Cawood S. R., Harris P. J., Bradshaw D. J.* A simple method for establishing whether the adsorption of polysaccharides on talc is a reversible process // Minerals Engineering. 2005. No. 18. P. 1060–1063.
- Chen G., Gran S., Sobieraj S., Ralston J.* The effect of high intensity conditioning on the flotation of a nickel ore, Part 1: size by size analysis // Minerals Engineering. 1999a. No. 12 (10). P. 1185–1200.
- Chen G., Gran S., Sobieraj S., Ralston J.* The effect of high intensity conditioning on the flotation of a nickel, Part 2: mechanisms // Minerals Engineering. 1999b. No. 12 (1). P. 1359–1373.
- Engel M. D., Middlebrook P. D., Jameson G. J.* Advances in the study of high intensity conditioning as a means of improving mineral flotation performance // Minerals Engineering. 1997. No. 10 (1). P. 55–68.
- Feng B., Lu Y. P., Feng Q. M., Zhang M. Y., Gu Y. L.* Talc-serpentine interactions and implications for talc depression // Minerals Engineering. 2012a. No. 32. P. 68–73.
- Feng B., Peng J., Zhang W., Ning X., Guo Y., Zhang W.* Use of locust bean gum in flotation separation of chalcopyrite and talc // Minerals Engineering. 2018. No. 122. P. 79–83.

- Fu Y., Zhu Z., Yao J., Han H., Yin W., Yang B.* Improved depression of talc in chalcopyrite flotation using a novel depressant combination of calcium ions and sodium lignosulfonate // *Colloids and Surfaces A*. 2018. No. 558. P. 88–94.
- Guo W., Feng B., Peng J., Zhang W., Zhu X.* Depressant behavior of tragacanth gum and its role in the flotation separation of chalcopyrite from talc // *Journal of Materials Research and Technology*. 2019. No. 8 (1). P. 697–702.
- Huang P., Wang L., Liu Q.* Depressant function of high molecular weight polyacrylamide in the xanthate flotation of chalcopyrite and galena // *International Journal of Mineral Processing*. 2014. No. 128. P. 6–15.
- Jiang J. X., Jian H. L., Zhu L. W., Zhang W. M.* Development and Application of the Functional Polysaccharide Gum // *China Light Industry Press*. 2012. P. 5–90.
- Khraisheh M., Holland C., Creany C., Harris P., Parolis L.* Effect of molecular weight and concentration on the adsorption of CMC onto talc at different ionic strengths // *International Journal of Mineral Processing*. 2005. No. 75. P. 197–206.
- Laskowski J. S., Liu Q., Bolin N. J.* Polysaccharides in flotation of sulphides. Part I. Adsorption of polysaccharides onto mineral surfaces // *International Journal of Mineral Processing*. 1991. No. 33. P. 223–234.
- Leung A., Wiltshire J., Blencowe A., Fu Q., Solomon D., Qiao G.* The effect of acrylamide-co-vinylpyrrolidinone copolymer on the depression of talc in mixed nickel mineral flotation // *Minerals Engineering*. 2011. No. 24. P. 449–454.
- Liu C., Zhang W., Song S., Li H.* A novel method to improve carboxymethyl cellulose performance in the flotation of talc // *Minerals Engineering*. 2019. No. 131. P. 23–27.
- Ma X. D., Pawlik M.* The effect of lignosulfonates on the floatability of talc // *International Journal of Mineral Processing*. 2007. No. 83. P. 19–27.
- McFadzean B., Dicks P., Groenmeyer G., Harris P., O'Connor C.* The effect of molecular weight on the adsorption and efficacy of polysaccharide depressants // *Minerals Engineering*. 2011. No. 24. P. 463–469.
- Mierczynska V. A., Beattie D. A.* The effect of impurities and cleavage characteristics on talc hydrophobicity and polymer adsorption // *International Journal of Mineral Processing*. 2013. No. 118. P. 34–42.
- Morris G. E., Fornasiero D., Ralston J.* Polymer depressants at the talc — water interface: adsorption isotherm, microflotation and electrokinetic studies // *International Journal of Mineral Processing*. 2002. No. 67. P. 211–227.
- Parolis L. A. S., Merwe R. V. D., Groenmeyer G. V., Harris P. J.* The influence of metal cations on the behaviour of carboxymethyl celluloses as talc depressants // *Colloids and Surfaces A*. 2008. No. 317. P. 109–115.
- Pietrobon M. C., Grano S. R., Sobieraj S., Ralston J.* Recovery mechanisms for pentlandite and MgO-bearing gangue minerals in nickel ores from Western Australia // *Minerals Engineering*. 1997. No. 10 (8). P. 786–794.
- Senior G. D., Thomas S. A.* Development and implementation of a new flowsheet for the flotation of a low grade nickel ore // *Minerals Engineering*. 1997. No. 10 (8). P. 775–786.
- Senior G. D., Trahar W. J., Guy P. J.* The selective flotation of pentlandite from a nickel ore // *International Journal of Mineral Processing*. 1995. No. 43. P. 209–234.
- Shortridge P. G., Harris P. J., Bradshaw D. J., Koopal L. K.* The effect of chemical composition and molecular weight of polysaccharide depressants on the flotation of talc // *International Journal of Mineral Processing*. 2000. No. 59. P. 215–224.

Steenberg E., Harris P. J. Adsorption of carboxymethyl cellulose, guar gum and starch onto talc, sulphides, oxides and salt-type minerals // South African Journal of Chemistry. 1984. Vol. 37. P. 85–90.

Wang J., Somasundaran P., Nagaraj D. R. Adsorption mechanism of guar gum at solid-liquid interfaces // Minerals Engineering. 2005. No. 18. P. 77–81.

Wiese J., Harris P., Bradshaw D. The response of sulphide and gangue minerals in selected Merensky ores to increased depressant dosages // Minerals Engineering. 2007. No. 20. P. 986–995.

Witney J. Y., Yan D. S. Reduction of magnesia in nickel concentrations by modification of the froth zone in column flotation // Minerals Engineering. 1997. No. 10 (2). P. 139–154.

Zhao K. L., Gu G. H., Wang C. L., Rao X., Wang X., Xiong X. The effect of a new polysaccharide on the depression of talc and the flotation of a nickel-copper sulfide ore // Minerals Engineering. 2015. No. 77. P. 99–106.

Zhao K. L., Gu G. H., Wang H., Wang C. L., Wang X. H., Luo C. Influence of depressant foenum-graecum on the flotation of a sulfide ore which contains hydrophobic gangue // International Journal of Mineral Processing. 2015. No. 141. P. 68–76.

Zhou B., Wang Y., Li B., Lv G. Y., Mei T., Cui B., Fan J. S. Preparation and characterization of Konjac glucomannan-based cation exchange resin // Carbohydrate Polymers. 2012. No. 87. P. 1877–1880.

Сведения об авторах

Красавцева Евгения Андреевна

младший научный сотрудник, Лаборатория природоподобных технологий и техносферной безопасности Арктики ФИЦ КНЦ РАН; ИППЭС ФИЦ КНЦ РАН, vandeleur2012@yandex.ru

Горячев Андрей Александрович

младший научный сотрудник, ИППЭС ФИЦ КНЦ РАН, andrej.goria4ev@yandex.ru

Krasavtseva Evgeniya Andreevna

Junior Researcher, Laboratory of Nature-Inspired Technologies and Environmental Safety of the Arctic of FRC KSC RAS; INEP FRC KSC RAS, vandeleur2012@yandex.ru

Goryachev Andrey Alexandrovich

Junior Researcher, INEP FRC KSC RAS, andrej.goria4ev@yandex.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.021

УДК 550.83 + 553.068.5 : 553.81

А. А. Кудинов

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

ДЕТАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ПРОДУКТИВНОГО АЛМАЗОНОСНОГО СЛОЯ В ПРЕФЕКТУРЕ ЛОБАЕ (ЦЕНТРАЛЬНО-АФРИКАНСКАЯ РЕСПУБЛИКА)

Аннотация

Работа основана на материалах, полученных в ходе исследований на территории Центрально-Африканской Республики (ЦАР). Объектом исследования является россыпь алмазов, расположенная в провинции Карно-Берберати. Цель работ —

изучение строения речных долин и верхней части разреза участка работ с помощью методов электроразведки и сейсморазведки. По результатам комплексных геофизических работ были получены геофизические разрезы и была заложена серия шурфов, вскрывших продуктивный слой на рассчитанной глубине.

Ключевые слова:

Центрально-Африканская Республика, алмаз, россыпь, геофизика, сейсморазведка, электроразведка.

A. A. Kudinov

Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

DETAILED GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL WORKS IN THE ALLOCATION OF A PRODUCTIVE DIAMOND-BEARING LAYER IN THE LOBAYE PREFECTURE (CENTRAL AFRICAN REPUBLIC)

Abstract

This study is based on field materials collected in the Central African Republic. The object of the study is a diamond placer of the Kamo-Berberati province. The purpose of this work is studying the structure of the river valleys and the upper part of the section using the methods of electrical exploration and seismic exploration. According to the results of complex geophysical works, geophysical sections were obtained, and a series of holes were laid, which revealed the productive layer at the calculated depth.

Keywords:

Central African Republic, diamond, placer, geophysics, seismic exploration, electrical exploration.

Физико-географический очерк

Исследуемый район расположен в юго-западной части ЦАР, в префектуре Лобае. Крупными реками являются Лобае, Бакези, Топиа и Банги. Поймы рек имеют в некоторых местах мангровую растительность. В сезон дождей низовья долины рек сильно заболачиваются, что приводит к затруднению работ, а порой и к полной их остановке.

Рельеф участка работ представлен плоскогорьем со значением абсолютных высот около 500 м. Плоскогорье изрезают реки, долины которых имеют высоты около 470–480 м. Максимальные углы склонов долин рек около 10 %.

Геологический очерк

Территория северного склона синеклизы Конго характеризуется крупномасштабным распространением алмазов в древних коллекторах (от сотен до тысяч километров), в сотни раз превышающим площади предполагаемых коренных источников. Мощность продуктивной толщи широкого возрастного диапазона с большим количеством алмазоносных горизонтов составляет от десятков до сотен метров. Уже на расстоянии 40–50 км от предполагаемых коренных источников (Sutherland, 1982) в результате процессов многократного переотложения и химического выветривания россыпи алмазов характеризуются преимущественно мономинеральным составом.

Алмазоносные районы Мука-Уадда и Карно-Берберати располагаются на территории Камеруна, Конго, Демократической Республики Конго (ДРК), ЦАР и находятся в пределах Центральноафриканского докембрийского массива (Кагарманов, 1987). Центральноафриканский массив относится к области раннеархейской (трансваальской) консолидации (Хайн, 1973).

В геологическом строении территории выделяются породы архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента, которые распространены

на большей части территории страны (Schlüter, 2006). Перекрывающие их локально развитые отложения позднепротерозойско-фанерозойского чехла развиты в области выклинивания отложений платформенного комплекса крупной плиты Конго. Среди отложений платформенного чехла с размывом и несогласием перекрывающих разновозрастные породы фундамента выделяются отложения позднего протерозоя и фанерозоя. В составе позднепротерозойских отложений выделяются три осадочных цикла, сформированные в интервале 1600–650 млн лет назад. Рифейские образования представлены толщей чередования кварцитовидных песчаников и серицитовых сланцев. Докембрийские породы прорваны интрузиями позднепротерозойских долеритов и венд-кембрийских гранитоидов (Chirico et al., 2010; Schlueter, 2006). Среди фанерозойских отложений ЦАР выделяются терригенные коллекторы алмазов палеозоя, мезозоя и кайнозоя суммарной мощностью в тысячу метров и более (Censier, Lang, 1999; Chirico et al., 2010; Устинов, 2015).

Палеозойские коллекторы алмазов мощностью до 50 м выделяются в свиту Мамбере. Они повсеместно залегают на породах докембрийского кристаллического основания и перекрыты меловыми песчаниками свиты Карно-Берберати. В их составе выделяются собственно ледниковые отложения (тиллиты) и разнообразные водно-ледниковые образования. Возраст отложений бездоказательно датируется поздним девоном-карбоном (Censier, Lang, 1992; Censier, Lang, 1999; Chirico et al., 2010; Устинов, 2015).

На основании изучения минерального состава легкой и тяжелой фракций, петрографического состава крупнообломочного материала и анализа результатов ранее проведенных работ (Censier, Lang, 1999; Chirico et al., 2010) можно заключить, что отложения свиты Мамбере имеют значительное сходство по вещественному составу с образованиями архейско-раннепротерозойских кварцитовых сланцев, за счет размыва которых они в основном и были сформированы (Устинов, 2015). Во флювиогляциальных отложениях, перекрывающих алевритистые аргиллиты собственно ледниковых отложений, обнаружены алмазы. Промышленных россыпей в палеозойских коллекторах ледникового генезиса не установлено.

Меловые коллекторы залегают преимущественно на породах докембрия, реже на каменноугольных отложениях свиты Мамбере, выполняя депрессии на поверхности архейско-нижнепротерозойского цоколя. Центральные части отрицательных структур являются погребенными под толщей этих отложений и нигде полностью не прорезаются современными водотоками в отличие от их краевых частей. Мощность раннемеловых отложений в центральных частях депрессий составляет от 200 до 400–500 м, а в периферических областях они полностью выклиниваются (Censier, 1990; Censier, Lang, 1999).

Меловые отложения представлены циклично построенной толщей чередования разнозернистых песчаников с прослойми конгломератов. В целом для разреза каждого циклита (1–5 м) характерно уменьшение зернистости вверх по разрезу: от конгломератов и грубозернистых песчаников или гравелитов в их нижних частях до более тонкозернистых песчаных разностей с прослойми алевролитов в верхах. В основании разреза мезозойских отложений, как правило, залегают базальные конгломераты, имеющие мощность около одного метра. Они представлены валунно-галечными образованиями с обломками размером до 15–20 см. В некоторых случаях базальные конгломераты отсутствуют, а на породах цоколя залегают разнозернистые песчаники или гравелиты. Крупнообломочный материал представлен хорошо окатанными гальками

и валунами преимущественно кварца, кварцитов, а также глинистых алевролитов бурого или сиреневого цвета, являющихся продуктами размыва отложений ледникового комплекса свиты Мамбере. Вверх по разрезу образования базального горизонта сменяются толщей песчаников, занимающих большую часть разреза мезозойских отложений (Censier, 1990; Censier, Lang, 1999; Устинов, 2015).

В гравелитах и конгломератах свит Мука-Уадда и Карно-Берберати, относимых к русловым аллювиальным фациям, установлены как отдельные алмазы, так и мелкие россыпи, разрабатываемые старателями (Chirico et al., 2010).

Четвертичные коллекторы представлены полифациальными образованиями: элювиальными, делювиальными, аллювиальными и другими. Алмазоносными являются лишь аллювиальные фаации, которые развиты в основном в долинах правых притоков рек Убанги, Мамбере, Котто и других, реже в верховьях рек бассейна р. Шари. Они с размывом залегают на кристаллических породах архейского-раннепротерозойского фундамента, палеозойских отложениях свиты Мамбере и на меловых коллекторах свит Мука-Уадда и Карно-Берберати (Chirico et al., 2010; Устинов, 2015).

Основными особенностями центральноафриканских алмазов являются (Censier, Lang, 1999; Censier, Tourenq, 1995): 1) преобладание округлых форм над плоскогранными; 2) присутствие среди алмазов цветных камней, в том числе и розовых; 3) наличие на алмазах зеленоватого или голубоватого оттенка, исчезающего при огранке; 4) присутствие следов механического выкрашивания и истирания на поверхностях алмазов; 5) значительное ожелезнение по трещинам; 6) большое (10–15 %) количество карбонатов в россыпях; 7) высокие качество и стоимость камней и значительный средний вес (0,25–0,85 кар.).

Наиболее вероятными источниками алмазов из россыпей районов Мука-Уадда и Карно-Берберати являются докембрийские кимберлиты или родственные породы (Censier, Lang, 1999; Chirico et al., 2010; Устинов, 2015). На основании палеореконструкций (Censier, Lang, 1999) можно заключить, что протерозойские кимберлиты, являющиеся первоисточниками алмазов в россыпях, могут быть установлены в пределах юго-восточной и юго-западной частей ЦАР и на прилегающих к ней северных территориях Конго и ДРК.

Исследуемый район работ входит в состав провинции Карно-Берберати.

Последовательность полевых работ

Выполнение полевых работ происходило в четыре этапа.

На первом этапе происходило дешифрирование космических снимков с целью выделения пойм, долин, террас рек и закладки профилей. На втором этапе выполнялись электроразведочные работы методом ТЭЗ ВП для выделения наиболее перспективных участков. На третьем этапе выполнялись сейсморазведочные работы МПВ с целью детализации палеорельефа на выделенных по электроразведке перспективных участках. Заключительный (геологический) этап был связан с закладкой шурfov и заверкой данных, полученных по геофизике.

Профили для выполнения сейсморазведочных работ задавались на основании данных, полученных в ходе электроразведочных работ, так как электроразведка позволяла получить первичные данные о геологии в довольно короткий промежуток времени.

Результаты работ

Интерпретация результатов геофизических данных происходила при комплексном анализе материалов, полученных в результате обработки сейсморазведочных и электроразведочных работ. При интерпретации использовались данные скоростных и электрических полей среды, а именно информация по распределению скорости распространения продольных волн, параметра заряжаемости и удельного электрического сопротивления (УЭС). Далее будет представлен результат с эталонного геофизического профиля.

Участок Бонги расположен на правом берегу одной из основных рек, протекающих по участку работ, на ее террасе. Участок являлся первым при проведении полевых геофизических работ, так как на его территории заранее была проложена сеть шурфов по сетке 200 на 200 м. Шурфы позволяют получить наиболее точное представление о распространении продуктивного алмазоносного слоя по всей области работ. Согласно полученным геологическим описаниям, шурфы вскрывали слой гравия мощностью около метра, на глубине 3–4 м. Таким образом, целью проводимых работ в этом районе являлось создание эталонных профилей, которые в дальнейшем использовались бы при интерпретации результатов по рядовым профилям.

Эталонным профилем является профиль Бонги 8 (рис. 1). Профиль заложен вдоль линии шурфов, на которой был вскрыт литологически ярко выраженный слой гравия мощностью более метра. Анализ полученных данных электроразведки и сейсморазведки позволил уверенно выделить в разрезе три слоя: коренные породы (песчаник), слой гравелитов и рыхлые отложения (песок). Следует отметить высокую корреляцию между собой результатов двух независимых методов. Заложенный контрольный шурф позволил непосредственно заверить предполагаемые границы. Предполагаемая граница песков и гравелитов располагалась на глубине 2,7 м, граница между гравелитами и песчаниками — на глубине 3,7 м. Фактический материал показал, что верхняя граница определена достаточно точно (невязка составила около 20 см), а нижняя граница выделена грубее (невязка около 70 см). Это обусловлено нечетким контактом между слоем гравелитов и коренных песчаников. Как таковой границы нет, в шурфах наблюдается плавная зона перехода с уменьшением гравия и увеличением песчанистой составляющей с окончательным переходом в песчаник. Зона перехода варьируется мощностью от полуметра до метра. Полученные результаты позволили разделить геологический разрез по электрическими скоростным свойствам. Основные характеристики представлены в таблице. Также в заверочном шурфе был найден обломок алмаза весом 0,02 карата.

Физические параметры горных пород

Порода	УЭС, $\cdot 10^3$, Ом·м	Заряжаемость, %	Скорость продольных волн, км/с
Пески	> 1500	1,5–2	0,3–0,7
Гравелиты	1000–2000	2,2–2,6	0,7–0,9
Песчаники	100–1500	$> 2,6$	$> 1,2$

Профиль Бонги 8

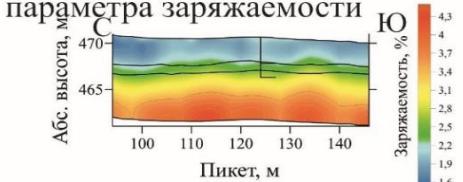
Разрез распределения

параметра заряжаемости

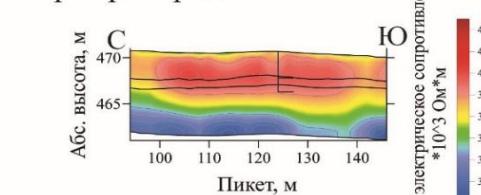


- Расположение шурfov и границ слоёв в нём
- Границы проведенные по данным электроразведки
- Границы проведенные по данным сейсморазведки
- Профиль по электроразведке
- Профиль по сейсморазведке

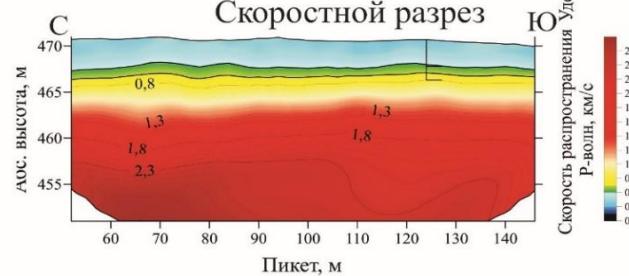
Ю



Разрез распределения УЭС



Скоростной разрез



Скорость распространения
P-волн, км/с

Рис. 1. Результат интерпретации по профилю Бонги 8

Fig. 1. Result of interpretation of section Bongi 8

При анализе геофизических материалов не было выявлено перспективных понижений в коренных породах, прослеживаемых на достаточно большие расстояния и содержащих алмазы.

На основании проведенных геолого-геофизических и горных работ получена информация о строении верхней части разреза и петрофизике вмещающих пород. Продуктивный слой залегает на глубине до 20 м. Упрощенная стратиграфическая колонка исследуемого района, выполненная по результатам полевых работ, представлена на рис. 2.

Возраст	Мощность	Характеристика пород	Петрофизические характеристики пород
	1-14	Песок.	УЭС: >1500 Ом*м Заряжаемость: 1,5-2 % Скорость продольных волн: 0,3-0,7 км/с
K	0-2,5	Гравелиты ожелезнённые буро-коричневого цвета, цементированные. В подошве хорошо окатанный гравийный грунт.	УЭС: 1000-2000 Ом*м Заряжаемость: 2,2-2,6 % Скорость продольных волн: 0,7-0,9 км/с
	Более 2	Песчаник (плотик) серого цвета. Мелко-среднезернистый, массивный, средней прочности.	УЭС: 100-1500 Ом*м Заряжаемость: >2,5 % Скорость продольных волн: >1,2 км/с

Рис. 2. Упрощенная стратиграфическая колонка верхней части разреза, выполненная по результатам работ

Fig. 2. Simplified stratigraphic column of the upper part of the section, made according to the results of work

Коренные породы на участке представлены песчаниками и конгломератами формации Карно-Берберати. Верхний слой песчаников сильно выветрелый. Исключение составляют пойменные части водотоков, где зона выветривания вымыта, и наблюдаемая мощность коры выветривания колеблется от первых метров до первых десятков метров. По электрическим параметрам верхняя часть песчаников более высокоомная (до 1500 Ом·м), в сравнении с неизмененными песчаниками (10–400 Ом·м), и характеризуется повышенными значениями поляризуемости (более 3 %).

Аллювиальные отложения представлены кварцевым песком, супесью, галечниками, редко суглинками и глиной. Сопротивления данных отложений изменяются от 300 до 1000 Ом·м, заряжаемость не превышает 2 %. Скорости распространения p -волн не превышает 300–700 м/с.

Делювиальные отложения являются разрушенными латеритными корами выветривания песчаников и конгломератов формации Карно-Берберати. Данный тип отложений характеризуется экстремально высокими значениями сопротивлений (до 15 000 Ом·м), что не свойственно отложениям такого типа и, вероятно, связано с высоким коэффициентом разрыхления, низким коэффициентом влажности и большим содержанием кварца. Значения заряжаемости и скоростные характеристики сходны с аллювиальными отложениями.

Алмазоносной толщой является нижняя часть гравелитов, в подошве которой расположен хорошо окатанный гравийный грунт.

Заключение

Выполненные работы показали, что комплекс методов может быть применен для решения поставленных задач. Электроразведочные работы позволяют в короткий срок получить генеральное представление о строении долин рек и выделить перспективные участки, а сейморазведка даёт возможность наиболее детально определить палеорельеф алмазоносного слоя гравелитов.

Граница между песком и гравелитами отбивается как по данным электроразведки, так и по данным сейморазведки. Толщи характеризуются следующими параметрами.

1. Пески. Мощность от 1 до 14 м. Скорость продольных волн менее 0,7 км/с, УЭС более 1500 Ом·м, заряжаемость 1,5–2 %.

2. Гравелиты. Мощность до 2,5 м. Скорость продольных волн 0,7–0,9 км/с, УЭС 1000–2000 Ом·м, заряжаемость 2,2–2,6 %.

3. Песчаник. Мощность от 2 м. Скорость продольных волн более 1,2 км/с, УЭС 100–1500 Ом·м, заряжаемость более 2,5 %.

Полученные данные показали, что на участке работ отсутствуют существенные депрессии плотика, в которых могли бы находиться алмазы. Все выделенные понижения в алмазоносном слое гравелитов являются достаточно локальными, а обнаруженные алмазы не позволяют судить об участке как о перспективном на россыпи алмазов.

Благодарности

Автор выражает благодарность А. Д. Кузовенкову за предоставленную возможность проведения исследований на территории ЦАР, В. В. Половкову и А. Никитину за проведенное ими обучение по проведению полевых сейморазведочных работ, В. И. Кашкевич, А. Л. Борисик, М. Борисик, Ю. В. Воробьёву и Т. С. Сакулиной за неоценимую помощь при обработке данных и предоставленные советы в ходе работы.

Литература

- Кагарманов А. Х.* Геология Африки и Аравии. Л.: Недра, 1987. 140 с.
- Устинов В. Н.* Терригенные коллекторы алмазов Сибирской, Восточно-Европейской и Африканской платформ. СПб.: Наука, 2015. 531 с.
- Хайн В. Е.* Геология и полевые ископаемые Африки. М.: Недра, 1973. 544 с.
- Censier C.* Characteristics of Mesozoic fluvio-lacustrine formations of the Western Central African Republic (Carnot Sandstones) by means of mineralogical and exoscopic analyses of detrital material // *J. African Earth Sci. (and Middle East)*. 1990. Vol. 10, No. 1–2. P. 385–398.
- Censier C., Lang J.* La Formation glaciaire de la Mambéré (République Centrafricaine): Reconstitution paléogéographique et implications à l'échelle du Paléozoïque africain // *Geol. Rundschau*. 1992. Vol. 81, No. 3. P. 769–789.
- Censier C., Tourenq J.* Crystal forms and surface textures of alluvial diamonds from the Western Region of the Central African Republic // *Miner. Depos.* 1995. Vol. 30, No. 3–4. P. 314–322.
- Censier C., Lang J.* Sedimentary processes in the Carnot Formation (Central African Republic) related to the palaeogeographic framework of Central Africa // *Sediment. Geol.* 1999. Vol. 127, No. 1–2. P. 47–64.
- Chirico P. G., Barthélémy F., Ngbokoto F. A.* Alluvial Diamond Resource Potential and Production Capacity Assessment of the Central African Republic: U. S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5043. Reston, Virginia: USGS, 2010. 22 p.
- Schlüter T.* Geological Atlas of Africa. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2006.
- Sutherland D. G.* The transort and sorting of diamonds by fluvial and marine processes // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77. P. 1613–1620.

Сведения об авторе

Кудинов Артем Анатольевич

студент, Санкт-Петербургский государственный университет, artem.kudinov@gmail.com

Kudinov Artem Anatolevich

Student, Saint Petersburg State University, artem.kudinov@gmail.com

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.022
УДК 550.834.5

И. С. Левин

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ МЕТОДОМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Аннотация

Дан теоретический обзор основных параметров систем наблюдений при проведении сейсморазведочных работ методом отраженных волн.

Ключевые слова:

геофизика, сейсморазведка, метод отраженных волн, системы наблюдений.

I. S. Levin

Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

THE MAIN PARAMETERS OF THE OBSERVATION SYSTEM DURING SEISMIC DECREASING WORK BY THE METHOD OF REFLECTED WAVES

Abstract

Theoretical review of the main parameters of observation systems during seismic surveys by the method of reflected waves is given.

Keywords:

geophysics, seismic exploration, method of reflected waves, observation system.

Введение

Сейсморазведка — один из самых востребованных геофизических методов, применяемых для решения геологических задач. Лидирующее положение метода обусловлено его большой глубинностью при высокой детальности исследований. Для получения достоверных данных важно грамотно задать параметры системы наблюдений.

Основные параметры системы наблюдений

Конфигурация системы наблюдений зависит от глубины залегания и типичных размеров исследуемых объектов, угла наклона границ, скоростной дифференциации разреза. Для задания системы наблюдений необходимо определить следующие параметры:

Шаг приема выбирается исходя из двух условий. Первое — возможность корреляции и нахождение скорости прямой волны как наиболее медленной. Существенный наклон гидографа прямой волны вносит большие задержки во времена вступлений на соседних трассах. Уверенная корреляция волны прекращается, если времена вступления начинают отличаться более чем на половину видимого периода. При настолько большой задержке импульс волны меняет полярность и фазовая корреляция становится невозможной. Второе условие — в зоне прослеживаемости прямой волны должно оказаться как минимум три последовательных пункта приема (Романов, 2015).

Длина расстановки должна согласовываться с зоной прослеживаемости волны, образовавшейся на опорной границе, так как на больших удалениях амплитуда целевой волны из-за затухания может оказаться недостаточной для выделения на фоне помех. Кроме того, оси синфазности отраженных волн имеют тенденцию пересекаться на некотором расстоянии от источника (Романов, 2015).

Кратность перекрытия выбирается на среднем уровне, так как чем больше кратность, тем существеннее будет подавление помех и выделение полезного сигнала. С другой стороны, сложение множества трасс, полученных в различных точках неоднородной толщи, сглаживает импульсы полезных волн, что вызывает общее падение частоты сейсмического разреза. Кроме того, если импульсы имеют различные динамические свойства или суммируются с временными задержками, то эффективность суммирования падает (Романов, 2015).

Вынос используют для заполнения зон набора /броса кратности на концах расстановки или изучения границ в области, где установка приемников невозможна. Максимальный и минимальный вынос определяется в зависимости

от глубины до самого глубокого разведуемого горизонта и до самого мелкого горизонта соответственно (Романов, 2015).

Бин (общая губинная площадка) зависит от интервальной скорости над целевым горизонтом и угла наклона целевого отражающего горизонта. С увеличением данных параметров, увеличивается и размер бина (Шнеерсон и др., 2009).

Ширина краевой зоны должна превышать радиус первой зоны Френеля. Зона уменьшения кратности выбирается равной приблизительно одной четверти протяженности области приема (Шнеерсон и др., 2009).

Время регистрации должно соотноситься с временной глубиной разведки с учетом увеличения времён прихода волн с максимально удаленных пунктов возбуждения колебаний (Шнеерсон и др., 2009).

Шаг дискретизации — интервал, с которым происходит запись значений при регистрации сигнала. Согласно теореме отсчетов, непрерывный сигнал, имеющий ограниченный спектр определенной ширины, может быть восстановлен по своим дискретным отсчетам, взятым через равные интервалы времени. При дискретизации сигнала с некоторым шагом спектральная плотность сигналов должна быть практически равна нулю на частотах выше частоты Найквиста (Шнеерсон и др., 2009).

Кроме того, при выборе параметров системы наблюдений необходимо учитывать геологическое задание. Оно определяет цели и задачи проводимых работ, а также основные положения методики и техники их проведения. В задании указываются объект разведки и его основные параметры (размеры, глубина залегания, детали строения и др.). Сбор геолого-геофизических материалов является неотъемлемой частью проектирования работ, поскольку на основе собранных данных составляется исходная модель объекта и определяются требуемые глубинность, детальность и точность съемки, а также степень разрешенности волн, соответствующих целевым горизонтам.

Методика исследования

Для наглядной демонстрации влияния системы наблюдений была спроектирована горизонтально слоистая среда (рис. 1), состоящая из девяти горизонтов, выделяемых по изменению скорости распространения сейсмических волн в пласте: 1) первая отражающая граница расположена на глубине ~ 11 м, скорость в пласте 900 м/с; 2) вторая — на глубине ~ 8 м, скорость в пласте 1200 м/с; 3) третья — на глубине ~ 59 м, скорость в пласте 1700 м/с; 4) четвертая на глубине ~ 84 м, скорость в пласте 2000 м/с; 5) пятая — на глубине ~ 112 м, скорость в пласте 1700 м/с; 6) шестая на глубине ~ 148 м, скорость в пласте 2200 м/с; 7) седьмая на глубине ~ 196 м, скорость в пласте 2400 м/с; 8) восьмая на глубине ~ 243 м, скорость в пласте 2550 м/с; 9) скорость в последнем пласте 2700 м/с.

Также была задана инверсия скоростей между четвертым и пятым пластами.

Для выполнения моделирования была спроектирована система наблюдений высокой кратности. Длина расстановки 200 м, количество пунктов приема и возбуждения 201. Первый вариант расстановки: $\Delta\text{ПП} = \Delta\text{ПВ} = 1$ м. Второй вариант расстановки: $\Delta\text{ПВ} = 25$ м, $\Delta\text{ПП} = 5$ м.

Моделирование проводилось в программе Tesserai 2D на основе акустического волнового уравнения. Данный вид моделирования игнорирует упругость твердой среды, что является случаем идеальной жидкости, в которой скорость волн сдвига равна нулю. Источники и приемники были расположены без заглубления.

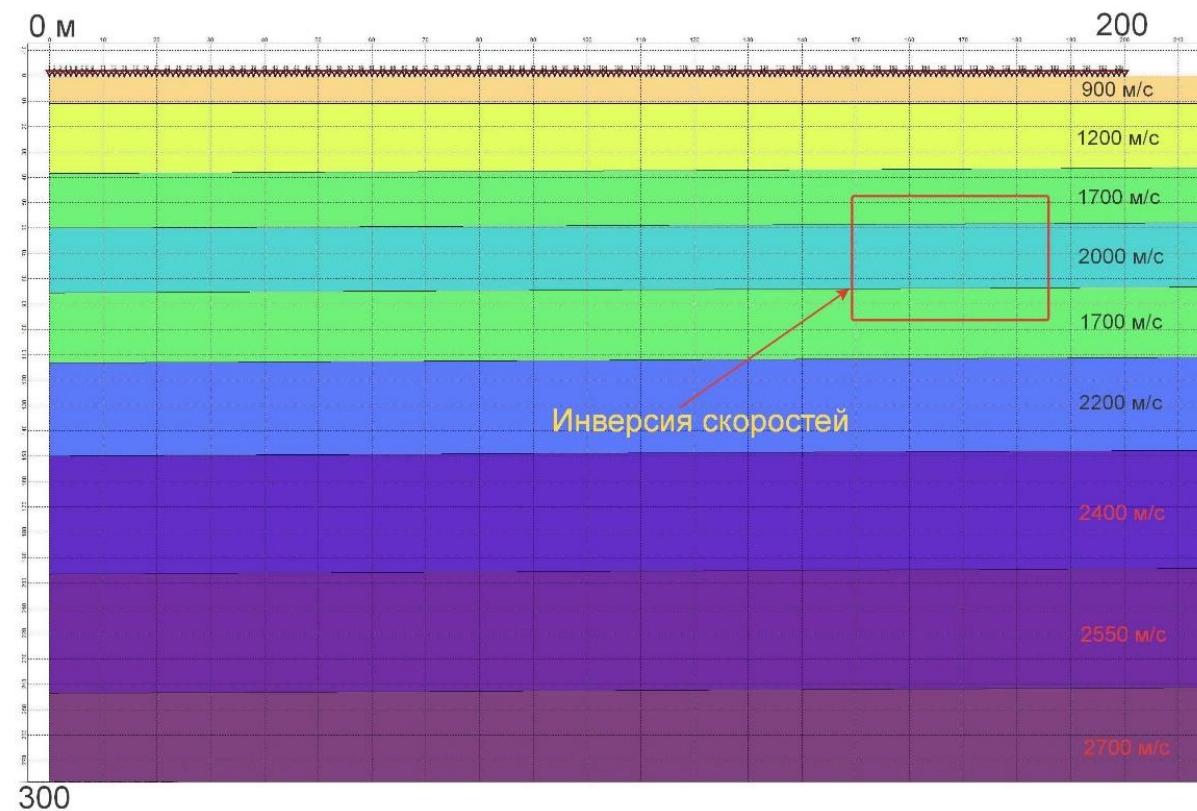


Рис. 1. Модель среды, созданная в пакете Tesserai 2D

Fig. 1. Model of the medium created in Tesserai 2D

Параметры регистрации: доминирующая частота — 130 Гц; время регистрации прихода волн — 0,4 с; шаг дискретизации — 2 мс; обработка данных проводилась в программном пакете RadExPro.

Обсуждение результатов

В результате моделирования был проведен скоростной анализ и получены временные разрезы для двух расстановок.

Временные разрезы оказались схожи, так как модель представляет из себя горизонтально слоистую среду. При более разряженной системе наблюдений (второй вариант расстановки) верхняя часть разреза отображается некорректно. (рис. 2)

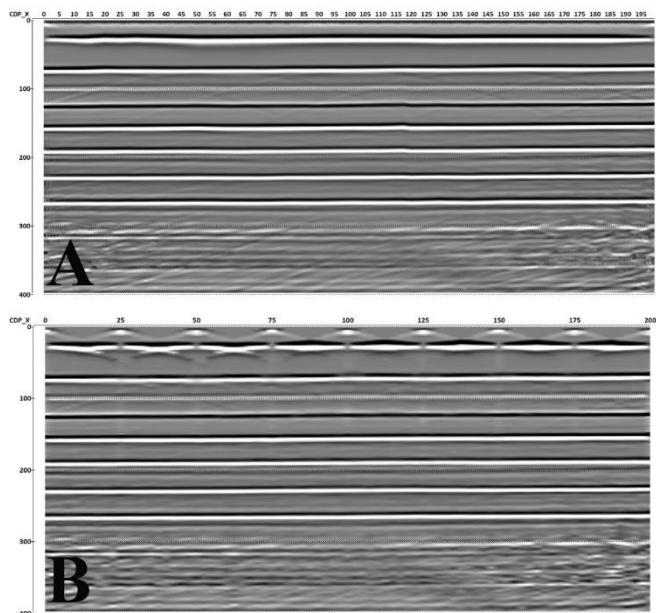


Рис. 2. Временные разрезы для первой (A) и второй (B) расстановок

Fig. 2. Temporary cuts for the first arrangement (A) and the second arrangement (B)

При проведении скоростного анализа было выявлено, что для первого варианта расстановки на спектре когерентности все максимумы четко определяются, скоростная интерпретация проводится однозначно, кроме того, удалось выделить инверсию, заданную при создании модели (рис. 3). Для второй расстановки скоростную интерпретацию корректно провести затруднительно. (рис. 4)

Заключение

В рамках данной работы были рассмотрены основные параметры систем наблюдений, а также проведено моделирование для созданной глубинно-скоростной модели, в ходе которого было продемонстрировано, как изменение параметров влияет на качество получаемых данных.

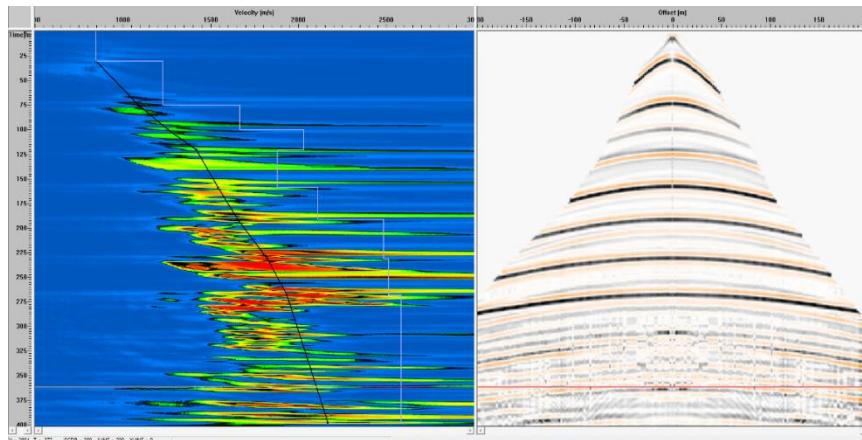


Рис. 3. Вертикальный спектр скоростей с заданной функцией скоростного закона для первой расстановки

Fig. 3. Vertical speed range with a given function of the high-speed law for the first arrangement

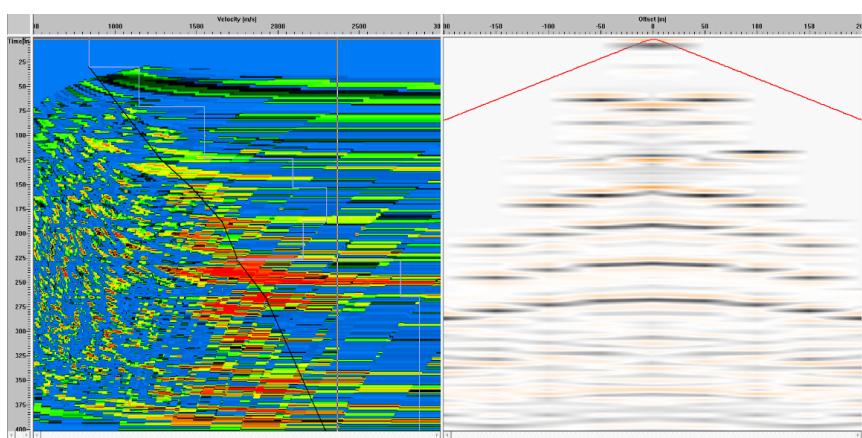


Рис. 4. Вертикальный спектр скоростей с заданной функцией скоростного закона для второй расстановки

Fig. 4. Vertical speed range with a given function of the high-speed law for the second arrangement

Литература

Романов В. В. Инженерная сейсморазведка. М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2015. 278 с.

Шнегерсон М. Б., Жуков А. П., Белоусов А. В. Технология и методика пространственной сейсморазведки. М.: Издательство «Спектр», 2009. 112 с.

Сведения об авторе

Левин Илья Сергеевич

студент, Санкт-Петербургский государственный университет, levinilia19@gmail.com

Levin Ilya Sergeevich

Student, Saint Petersburg State University, levinilia19@gmail.com

А. М. Лезжов

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск, Россия

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАКИПНЫХ ЛИШАЙНИКОВ НА ГОРНЫХ ПОРОДАХ
В РАЙОНЕ ДЕРЕВНИ ПОНЬГОМА (БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ,
ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)**

Аннотация

На территории Карелии горные породы Фенноскандинавского щита выходят на поверхность. Однако большинство из них плотно покрыты талломами накипных лишайников. Это не позволяет детально изучать текстурно-структурные особенности горных пород. Поэтому нахождение закономерностей в распределении лишайников на поверхности породы важно для геолога и представляет интерес.

Ключевые слова:

геология, лихенология.

A. M. Lezzhov

Institute of Geology of KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia
Petrozavodsk State University, Petrozavodsk, Russia

**DISTRIBUTION OF SCALE LICHENS ON ROCKS IN THE AREA OF THE VILLAGE
OF PONGOMA (BELOMORIAN PROVINCE, FENNOSCANDINAVIAN SHIELD)**

Abstract

In Karelia on the surface we can see rocks of Precambrian Fennoscandian Shield. Most of the rocks are covered with different types of lichens and geologists cannot recognize the elements of texture and structure. Therefore, the distribution of scale lichens along the rocks is interesting for geologists.

Keywords:

geology, lichenology.

Введение

Районом исследований был выбран Кемский район Республики Карелия. На побережье Белого моря, недалеко от деревень Кузема и Поньгома. По полевым наблюдениям, часто в прибрежной зоне горные породы выходят на поверхность и достаточно хорошо обнажены. Однако большинство коренных выходов пород покрыты талломами разнообразных накипных лиофильных лишайников. Данные организмы скрывают текстурно-структурные особенности горной породы и значительно усложняют ее дальнейшее изучение. Поэтому особый интерес представляет поиск закономерностей распределения накипных лишайников на поверхности камня.

Материалы и методика исследования

В ходе полевых исследований было изучено семь точек наблюдений. На каждой точке проводилось полевое описание коренных выходов горных пород. Также фиксировалось распределения лишайников. Каждая точка наблюдения фотографировалась с масштабом.

Сотрудниками кафедры ботаники и физиологии растений Петрозаводского государственного университета под бинокуляром были определены виды лишайников.

Результаты

В ходе полевых наблюдений было выявлено, что под индикатор структурно-текстурных элементов породы в первую очередь подходят лишайники контрастные и светлые (лучше заметны на фоне других лишайников).

Было обнаружено, что талломы лишайников размером 2–3 мм лучше подходят для маркирования текстурно-структурных особенностей горных пород. Более крупные тела просто перекрывают структурные элементы породы и не позволяют их выявить.

На распределение лишайников также влияют особенности рельефа и микрорельефа (царапины, трещины на поверхности породы). В этом случае распределение лишайников зависит именно от рельефа, а не от горной породы. Если порода слабо дифференцирована или не дифференцирована по минеральному составу, то выявить закономерности распределения лишайников не удавалось.

Наиболее ярко выраженное распределение лишайников разной окраски обнаружено на полосчатых мигматизированных гнейсах и амфиболитах архея и палеопротерозоя (Володичев, 1990). Распределение талломов лишайника светло-зеленовато-желтого цвета (род. *Lecanora*) было приурочено к меланократовым зонам. Их минеральный состав преимущественно был представлен амфиболом, биотитом, иногда гранатом. Распределение лишайников серых тонов было приурочено к лейкократовой части породы, которая состояла преимущественно из полевых шпатов и кварца. Такое распределение лишайников, в первую очередь, связано с разной устойчивостью минералов. Над лейкократовой частью породы были превышения микрорельефа, над меланократовой — понижения.

По литературным данным, биотит, амфибол и гранат (из меланократовой части породы) выветриваются быстрее, чем полевые шпаты и кварц (из лейкократовой части) (Логвиненко, 1967). Таким образом, лучше всего для маркирования текстурно-структурных особенностей подходит род *Lecanora*, который, благодаря яркому цвету, выделяется на фоне других видов.

Выводы

1. Размер талломов (тел) лишайников не должен превышать 1–3 мм.
2. Для маркирования элементов породы подходят контрастные виды лишайников.
3. Наличие сильно дифференцированной породы по минеральному составу.
4. По полевым наблюдениям *Lecanora* sp. приурочена к меланократовым зонам (амфибол, биотит).

Литература

Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 245 с.
Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1967. 416 с.

Сведения об авторе

Лезжов Арсений Михайлович

старший лаборант, Институт геологии КарНЦ РАН; студент, Петрозаводский государственный университет, Arsenylez@gmail.com

Lezzhov Arsenii Mikailovich

Senior Assistant, Institute of Geology of KarRC RAS; Student, Petrozavodsk State University, Arsenylez@gmail.com

Е. О. Мазько, Е. Ю. Барабошкин, Е. В. Коптев

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

МИКРОФАЦИИ ТИТОН-БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА РЕКИ ТОНАС (ГОРНЫЙ КРЫМ)

Аннотация

Изложена методика микрофациального анализа и результаты его применения для юрско-меловых отложений района реки Тонас (Горный Крым). Обоснована морфология существовавшего в то время карбонатного ступенчатого рампа.

Ключевые слова:

седиментология, стратиграфия, микрофации, Крым, карбонаты, берриас, мел.

E. O. Mazko, E. Y. Baraboshkin, E. V. Koptev

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

MICROFACIES FROM TITONIAN-BERRIASIAN BOUNDARY INTERVAL IN TONAS RIVER REGION (MOUNTAIN CRIMEA)

Abstract

The article contains information about microfacial analysis and its application for the Upper Jurassic — Lower Cretaceous limestone deposits of Tonas River region (Mountain Crimea). The existence of distally stepped ramp of that time is substantiated.

Keywords:

sedimentology, stratigraphy, microfacies, Crimea, carbonates, Berriasic, Cretaceous.

Введение

Одной из нерешенных проблем современной стратиграфии является установление границы между юрской и меловой системами. Одним из самых перспективных районов для изучения этого интервала является Крым. Поэтому юрско-меловой разрез по реке Тонас представляет собой безусловный интерес как с точки зрения стратиграфии, так и с точки зрения седиментологии. Изучением стратиграфии данного разреза занимались В. В. Друшниц, Т. Н. Горбачик, Т. Н. Богданова, В. В. Аркадьев и многие другие, но седиментологией данного разреза практически никто не занимался. По этой причине работа направлена, в первую очередь, именно на седиментологическое изучение разреза.

Фактический материал

В 2018 г. автором совместно с Е. В. Коптевым был изучен и описан разрез верхнеюрских-нижнемеловых отложений района реки Тонас, вдоль шоссе Белогорск — Приветное. Разрез начинается на северной окраине села Красносёловка (Центральный Крым, 15 км от г. Белогорска) и продолжается на протяжении 2,5 км вдоль шоссе на юг (рис. 1). Всего было описано 679,7 м разреза (включая задернованные участки).

Породы моноклинально наклонены на север и северо-запад, нарушены пологими малоамплитудными (?) разрывами, сопровождаемыми тектоническими клиньями (Юдин, 2011; Барабошкин, 2016). Разрез представлен утоняющейся вверх последовательностью турбидитовых отложений. В нижней части представлены самые грубообломочные отложения — кальцибрекции, имеющие

большую мощность (2–5 м). Они исчезают в центральной части разреза, сменяясь менее мощными кальцитурбидитами, имеющими ритмичное строение и признаки зоны 1 цикла Майшнера. К верхам разреза их количество и мощность уменьшаются, в разрезе начинают доминировать известковые глины.

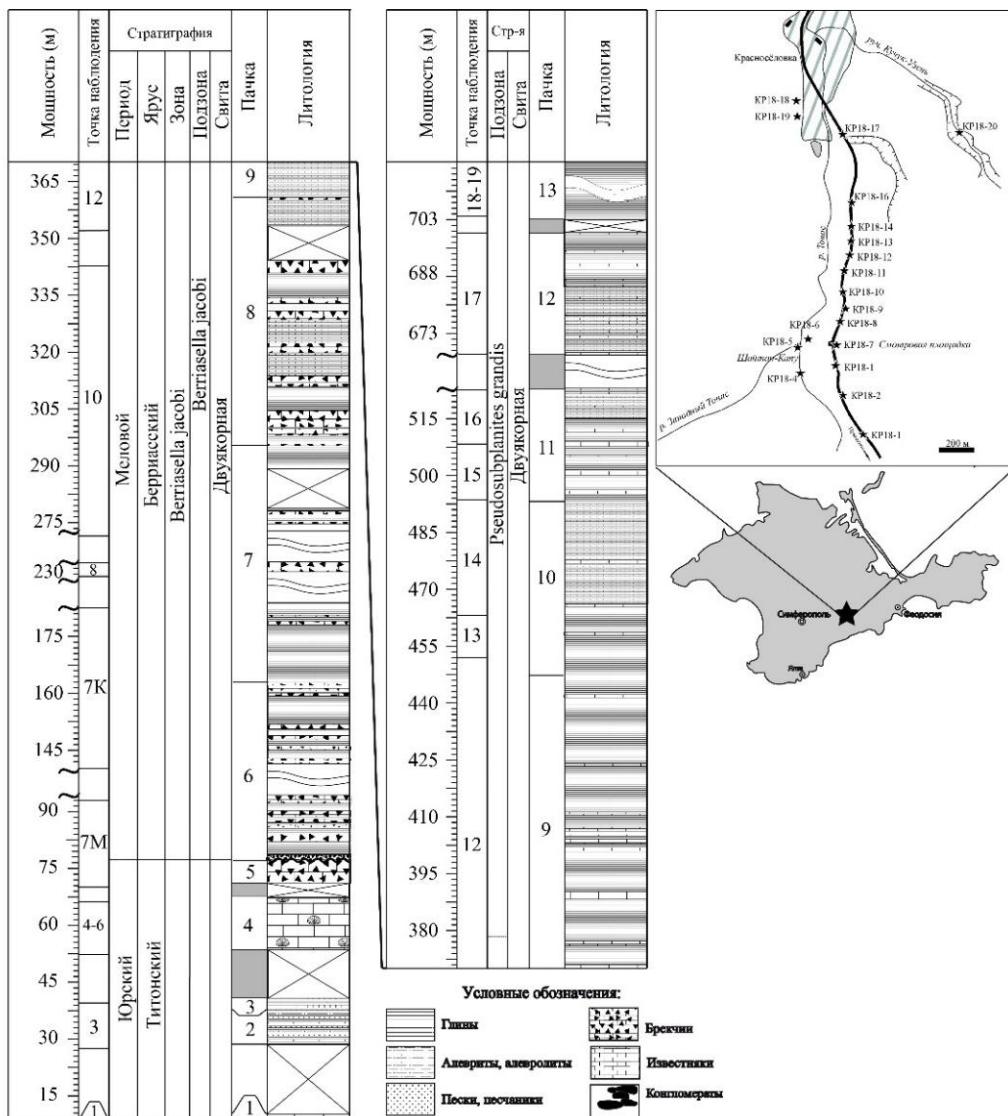


Рис. 1. Местоположение и строение разреза по реке Тонас

Fig. 1. Location and stratigraphy of the studied section in Tonas River

Методика исследований

Помимо полевого изучения разреза при изучении карбонатных пород использовался метод микрофациального анализа, изложенный в фундаментальной работе Э. Флюгеля (Flügel, 2010). Цель микрофациального анализа — восстановление условий осадконакопления и дальнейших преобразований,

которые прошли карбонатные породы. По определению Э. Флюгеля (Flügel, 2010), микрофация — совокупность всех седиментологических и палеонтологических данных, которые могут быть описаны и классифицированы в шлифах, спилах, отполированных образцах или образцах породы.

Методика основана на постулате, что распределение фаций в бассейнах с карбонатной седиментацией закономерно. Обобщенные и идеализированные микрофациальные типы для окаймленных карбонатных платформ в тропических областях называются стандартными (СМФ), они детально описаны в работах Дж. Уилсона и Э. Флюгеля (Flügel 2010). Каждая СМФ встречается наиболее часто в определенной фациальной зоне (ФЗ). Установление микрофаций производится на основе шлифов. При изучении применялась классификация Р. Данэма, модифицированная Э. Эмбраем и Э. Кловеном (Embry, Klovan, 1971).

На основе шлифов выделялись микрофациальные типы (МФТ), после этого производилось сравнение выделенных типов со стандартными микрофациями. Установление МФТ основано на общем генетическом признаке, раскрыть который удаётся с помощью анализа структуры, микротекстуры, состава аллохем, их окатанности, сортировки, количественного соотношения.

Для определения микрофаций описывались: структура породы (определение типа породы по классификации Данэма, включая размер зёрен, сортировку и упаковку); встреченные виды карбонатных зёрен (биокласты, пелоиды, ооиды, кортоиды, онкоиды, агрегатные зёрна, литокласты и др.); матрикс или цемент, его состав, распространение, процентное содержание, кристалличность, текстура (для матрикса); распределение и процентное соотношение основных видов зёрен, для биокластов — определение типа фаунистических остатков; микротекстура (в отличие от текстуры, описание которой велось в поле, микротекстура — текстура, описанная в шлифе), слоистость, характер микрита, биотурбации.

Установленные МФТ сравнивались со стандартными микрофациями окаймлённых платформ (СМФ) и рампов (РМФ). При этом в основном учитывался тип аллохем, матрикса, первичные текстуры и состав фауны.

Результаты исследования

Было установлено шесть МФТ (рис. 2).

МФТ 1 — глинистые вак-мадстоуны. Породы сложены микритом (89–97 %) и небольшой частью зёрен (11–3 %). Зёрна имеют в основном алевритовую и мелкопесчаную размерность (от 0,01 до 0,2 мм). Они представлены различным биогенным дегритом, редкими раковинками бентосных фораминифер, раковинами радиолярий, а также единичными находками кальцисфер. Встречаются немногочисленные зёрна кварца, а также редкий углефицированный растительный дегрит. Текстура преимущественно линзовидная и биотурбовая, подчёркнутая прослойками карбонатных зёрен. Биотурбации выделяются визуально более темными и светлыми участками в отраженном свете. Однако при микроскопическом изучении отличия более светлых и более темных участков не выражены.

Интерпретация. Доминирование микрита свидетельствует об обстановке накопления ниже базиса волн в условиях защищенных лагун окаймлённых платформ либо в глубоководных условиях подножия склонов и абиссали (Flügel, 2010). Ассоциация данного МФТ с МФТ 2, 3, 4, 5 связывает их образование

с формированием турбидитов на склоне и подножии. Накопление карбонатного ила может происходить за счёт его выпадения из суспензионного облака турбидитов либо как фоновая глубоководная седиментация (Tucker, Wright, 1990). Данный МФТ включает в себя оба механизма формирования. Примесь кварцевых зерен, вероятно, является результатом ветрового переноса, о чём может свидетельствовать их малое количество и мелкий размер.

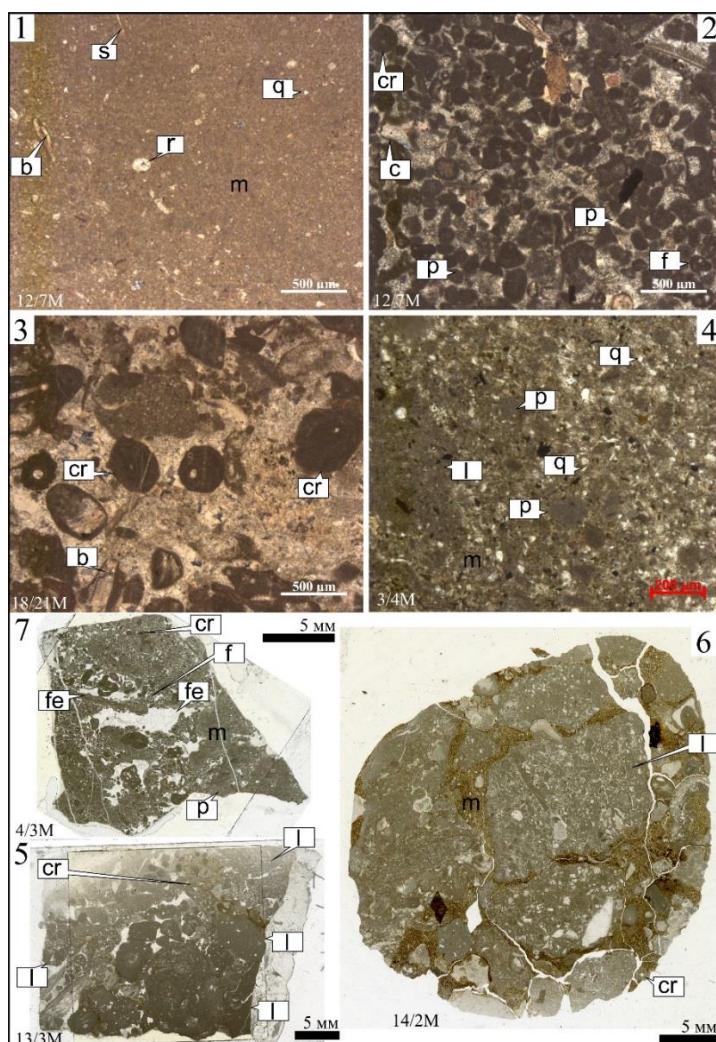


Рис. 2. Установленные МФТ, номера фотографий совпадают с номером МФТ. Николи +: cr — *Crescentiella (Tubiphytes) morronensis*; s — известковые губки; 1 — литокласти; b — биокласти; fe — фенестры; m — микрит; q — кварц; f — фораминиферы; r — радиолярии; p — пелоиды

Fig. 2. MFTs. Number of the picture compared to the number of MFT.

Plane-polarized light. Legend: cr — *Crescentiella (Tubiphytes) morronensis*; s — calcareous sponges; 1 — litoclasts; b — bioclasts; fe — fenestrae; m — micrite; q — quartz; f — foraminiferae; r — radiolarians; p — peloids

МФТ 2 — биокластово-пелоидные пак-грейнстоуны с микритизированными зёренами. Породы преимущественно состоят из карбонатных зёрен (60–70 %) и цемента / матрикса (30–40 %). Зёरна имеют алевритовую и мелкопесчаную размерность (от 0,01 до 0,2 мм). Сортировка от средней до хорошей. Самые встречаемые зёрна — пелоиды (до 60–70 % от всех зёрен). Нередко встречаются пелоиды багамитового типа. Также распространены литокласти, в основном обломки мадстоунов и вакстоунов, ооиды, кортоиды и биокласти. Среди биокластов наиболее часто встречаются микритизированные раковины бентосных фораминифер, обломки двустворок, известковых губок, кораллов, членики криноидей и иглы морских ежей, а также различные образования известковых водорослей и микропроблематики (*Crescentiella morronensis*, ассоциация *Lithocodium-Bacinella*). Текстура преимущественно градационно-слоистая, отражается не только в изменении размера зёрен, но и в их составе. Более грубозернистая часть состоит преимущественно из лито- и биокластов, пелоидов, а более тонкозернистая преимущественно из пелоидов. Встречается горизонтально-слоистая текстура, подчеркнутая расположением удлиненных частиц.

Интерпретация. Образование кальциллютидов с микритизированными зёренами может происходить в различных частях рампа, от мелководных отмелей и лагун до склона и его подножья при реседиментации. Микритизация зёрен — это замещение первичной структуры карбонатных зёрен микритом под воздействием различных биологических и биохимических процессов. Наиболее интенсивно она проявлена в мелководных (до 20 м) условиях с активной гидродинамикой (Кабанов, 2000; Flügel, 2010). Кроме микритизированных зёрен в породе присутствуют различные литокласти, немикритизированные биокласти и цельные раковины фораминифер, двустворок, криноидей. Обломки имеют хорошую окатанность и сортировку. Совокупность этих факторов, частая градационная слоистость, наличие неритовой нектонной (аммониты) и бентосной (криноидей) и ассоциация с МФТ 1 и 4 позволяет связать образование данного МФТ с обстановками склона и его подножия, осаждение при выпадении зерен из турбидитного потока.

МФТ 3 — биокластовые грейн-пакстоуны. Порода состоит из карбонатных зёрен (60–70 %) и цемента / матрикса (30–40 %). Зёрна имеют в основном алевритовую и мелко-среднепесчаную размерность (от 0,01 до 0,5 мм). Сортировка от плохой до средней. Основную массу породы слагают биокласти и кортоиды, частично ооиды и литокласти. Биокласти представлены обломками двустворок и различными фрагментами иглокожих, в меньших количествах встречены бентосные фораминиферы и водорослевые образования. Кортоиды развиваются по обломкам иглокожих, чаще всего по членикам криноидей. Текстура в основном массивная, неясловноистая, а зачастую и биотурбированная.

Интерпретация. Условия образования аналогичны МФТ 2, основным отличием от которого является иной состав зёрен, массивная текстура и наличие большого количества матрикса. Отличия могут отражать иной механизм образования отложений (выпадение из более грубозернистых турбидитовых потоков), размыв и реседиментацию иного источника сноса (более глубоководных частей рампа) или динамику осаждения более крупных карбонатных частиц определенного состава, подмеченную М. Такером (Tucker, Wright, 1990).

МФТ 4 — пелоидные пак-вакстоуны. Породы состоят из карбонатных зёрен (30–40 %) и цемента / матрикса (70–60 %). Зёрна имеют в основном алевритовую и мелко-среднепесчаную размерность (от 0,01 до 0,5 мм). Сортировка от плохой до средней. Биокласты представлены угловатым детритом, бентосными фораминиферами и радиоляриями. Пелоиды нередко имеют нечеткие очертания и границы с матриксом, однако выделяются в отдельные зёрна.

Интерпретация. Наличие переотложенных частиц и ассоциация с предыдущими МФТ свидетельствуют о схожих условиях образования. Большое количество микрита предполагает два возможных пути осаждения материала. Первый — позднее осаждение из суспензионного облака (Tucker, Wright, 1990). Второй вариант — выпадение из турбидитового потока с большим количеством мелкозернистого и пелитового материала. Автор склоняется к первому предположению на основании надстраивания МФТ 1 в кровле и подстилания МФТ 2 в подошве.

МФТ 5 — био-литокластовые рудстоуны. Порода преимущественно состоит из карбонатных зёрен (60–70 %) и цемента / матрикса (40–30 %). Зёрна имеют различный размер, от алевритового и мелкопесчаного до гравийного (от 0,01 до 10–50 мм). Сортировка плохая, зёрна в основном окатаны. Основной элемент — крупные литокласти известняков с различных частей карбонатной платформы. Также присутствуют различные биокласти, ооиды, кортоиды, пелоиды и другие карбонатные зёрна. Текстура сложна и комбинируется на макроскопическом уровне в ритмы, однако никак не проявлена на микроуровне (ввиду размера зёрен).

Интерпретация. Крупно- и грубообломочные известняки могут образовываться в результате разрушения и переотложения материала как в мелководных, так и в глубоководных частях рампа (Flügel, 2010). Наличие обломков пород как мелководной, так и глубоководной ассоциации, фауны смешанного состава, ассоциация с МФТ, выделенными ранее, говорит об образовании такого типа осадков на склоне и подножии склона в результате схождения мутьевых потоков. МФТ часто надстраивается другими и является самой грубозернистой и нижней частью циклов Майшнера или Боума.

МФТ 6 — литокластовые флоатстоуны. Порода преимущественно состоит из карбонатных зёрен (60–70 %) и цемента / матрикса (40–30 %). Зёрна имеют различный размер, от алевритовой и мелкопесчаной до гравийной и галечной (от 0,01 до 10–100 мм). Сортировка плохая, зёрна в основном окатаны. В данном МФТ опорой зёрен служит микритовый матрикс, гетерогенный, вмещающий как крупные литокласти, так и совсем мелкие пелоиды и биокласти.

Интерпретация. Основное отличие выделенного МФТ от МФТ 5 — поддержка зёрен микритом, преобладание литокластов над другими зёrnами и их больший средний размер. При аналогичных обстановках образования различия могут скрываться в механизмах переноса осадка. Более крупный размер частиц и наличие большого количества связывающего материала характерен для отложений дебритов (Tucker, Wright, 1990).

МФТ 7 — фенестровые байндстоуны. Порода состоит из карбонатных зёрен (60–70 %) и цемента / матрикса (40–30 %). Зёрна имеют различный размер, от алевритовой до мелкопесчаной (от 0,01 до 0,1–0,3 мм). Сортировка плохая, зёрна в основном окатаны. Зёрна, слагающие МФТ, практически не отличаются от таковых в предыдущих (преобладают пелоиды, в меньшем количестве

биокласты), однако главной особенностью является наличие в породах фенестр — полостей, заполненных спаритом или пустых, а также редкие слоистые текстуры, схожие с биогенными текстурами строматолитов.

Интерпретация. Образование таких структур происходит на крайнем мелководье несколькими путями: за счёт разложения органического вещества и образования пузырьков газа, «раздвигающих» осадок, либо как первичные полости между пленками строматолитов или водорослей. Подобные микрофации образуются в условиях литорали внутри водорослевых маршей (Flügel, 2010). Наличие корок обрастания и редкие структуры чередования микрита и пелоидов, наличие микроинкрустаторов и редких крупных известковых губок наводят на мысль о микробиальном образовании данных пород.

Обсуждение результатов

Породы представлены обломочными и микритовыми известняками, они обладают плохой и средней сортировкой. Карбонатные зёрна представлены окатанными и угловатыми литокластами известняков (вакстоунов и мадстоунов), биокластами с микритизированной оболочкой, онкоидами и пелоидами. Перечисленные карбонатные зёрна образовывались в основном в условиях низкой гидродинамики среды в различных частях карбонатного рампа. Наличие их в изученных породах указывает на реседиментацию. Образование МФТ 1–6 связано с различными видами гравитационных потоков на склоне и их производными. При этом МФТ 1, в отличии от остальных, формировалась в условиях слабой гидродинамики. Образование МФТ 7 связано с условиями внутренних частей рампа или карбонатной платформы. Образование происходило на мелководье. При сравнении со стандартными микрофациями окаймленных платформ (СМФ) и рампов (РМФ) отложения имеют детали и характеристики, присущие обеим моделям. Выделенные МФТ соответствуют модели ступенчатого рампа, установленному для ЮВ Крыма (Барабошкин, 2016), для которого, в отличие от гомоклинального рампа, не характерно наличие турбидитов и дебритов из-за отсутствия резкого склона.

Подобные склоны связаны с разрывными нарушениями, активизация которых может приводить к сейсмической активности и мобилизации большого количества материала.

В современных работах были изучены микрофации для известняков первой гряды Северо-Западного и Центрального Крыма (Байдарская долина, Ай-Петринская и Ялтинская яйлы, г. Пахкал-Кая и Демерджи яйла) (Барабошкин, Пискунов, 2010; Пискунов и др., 2012; Гужиков и др., 2012; Рудько, 2018). Микрофации двуякорной свиты в районе Феодосии были детально описаны в бакалаврской работе Е. Е. Барабошкина (2017). Литологический состав пород в изученном разрезе и в разрезах Феодосии практически аналогичен. Выделенные МФТ для одновозрастных отложений района Феодосии отвечают фациальной зоне склона окаймлённой платформы или внешней зоне ступенчатого рампа.

Выводы

Изученные пограничные отложения титона-берриаса накапливались на склоне и подножии склона ступенчатого рампа (рис. 3). В пользу этой гипотезы говорит отсутствие микрофаций барьерных рифов как в изученных слоях грейнстоунов и рудстоунов, так и в литокластах из кальцибрекций. Отложения

являются производными от различных гравитационных потоков, в основном турбидитовых. Совершенно отличный от остальных мелководный МФТ 7 свидетельствует, скорее, в пользу тектонической позиции соответствующих пород в изученном разрезе, что согласуется с данными других исследователей (Пискунов и др., 2012; Барабошкин, 2016). Наличие разнообразных микрофаций, относящихся к склону и подножию склона, присутствие циклов Майшнера и Боуза подтверждает наличие резко выраженного склона и существование ступенчатого рампа (Барабошкин, 2016).

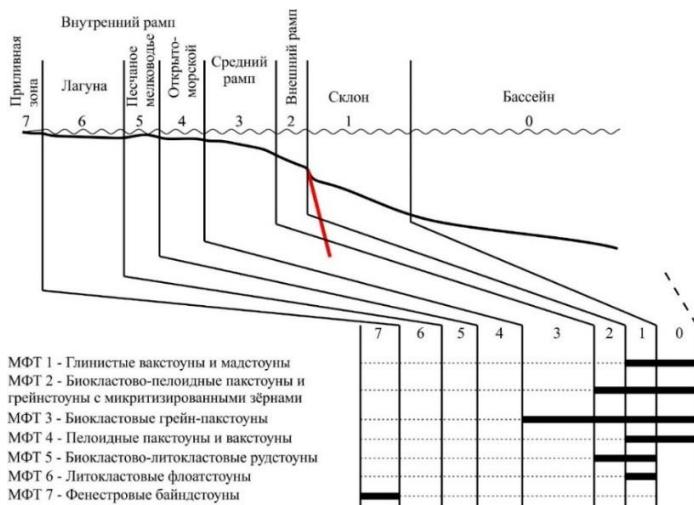


Рис. 3. Седиментологическая модель титон-берриасского ступенчатого рампа и распределение изученных МФТ по фациальным зонам

Fig. 3. Sedimentological model of titonian-berriassian distally-stepped ramp of the studied area and location of MT in different faciial zones

Литература

Барабошкин Е. Ю. История геологического развития Крыма. Докембрий — ранний мел // Экологический потенциал Крыма. История формирования и перспективы развития // под ред. Е. Ю. Барабошкина, Е. В. Ясеневой. СПб.: ВВМ, 2016. Т. 1. С. 38–84.

Барабошкин Е. Е. Этапность формирования и ихнокомплексы пограничных отложений юры — мела района Феодосии: выпускная квалификационная (магистерская) работа / Геологический факультет МГУ. М., 2017. 131 с.

Барабошкин Е. Ю., Пискунов В. К. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района г. Пахкал-Кая (Крым) // Вестник Московского государственного университета (МГУ). 2010. Сер. 4, геология. Вып. 1. С. 17–25.

Гужиков А. Ю., Аркадьев В. В., Барабошкин Е. Ю., Багаева М. И., Пискунов В. К., Рудько С. В., Перминов В. А., Маникин А. Г. Новые седиментологические, био- и магнитостратиграфические данные по пограничному юрскому-меловому интервалу Восточного Крыма // Стратигр. Геол. корр. 2012. Т. 20, вып. 3. С. 35–71.

Кабанов П. Б. Микритизация частиц как фациальный индикатор в мелководноморских карбонатных породах // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 4. С. 39–48.

Пискунов В. К., Рудько С. В., Барабошкин Е. Ю. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи (Горный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 5. С. 7–23.

Рудько С. В. Обстановки накопления верхнеюрских отложений байдарской котловины и эволюция крымской карбонатной платформы // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 4. С. 337–354.

Юдин В. В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.

Embry A. F., Klovan J. E. A late Devonian reef tracton northeastern Banks Island // N. W. T. — Bull. Canadian Petrol. Geol. 1971. 19. P. 730–781.

Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 984 p.

Tucker M. E., Wright V. P. Carbonate Sedimentology. Oxford: Blackwell Science, 1990. 482 p.

Сведения об авторах

Мазько Евгений Олегович

студент, МГУ им. М. В. Ломоносова, eomazko@gmail.com

Барабошкин Евгений Юрьевич

доктор геолого-минералогических наук, профессор, МГУ им. М. В. Ломоносова, barabosh@geol.msu.ru

Коптев Егор Витальевич

студент, МГУ им. М. В. Ломоносова, coptevegor@gmail.com

Mazko Evgeniy Olegovich

Student, Lomonosov Moscow State University, eomazko@gmail.com

Baraboshkin Evgeniy Yurievich

Doctor of Sciences (Geology & Mineralogy), Full Professor, Lomonosov Moscow State University, barabosh@geol.msu.ru

Koptev Egor Vitalievich

Student, Lomonosov Moscow State University, coptevegor@gmail.com

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.025

УДК: 552.16 : 550.93 : 551.71 : 551.24(470.22)

Д. А. Машкин^{1, 2}, П. Я. Азимов¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

ДВА ЭТАПА ВЫСОКОГРАДНОГО МЕТАМОРФИЗМА В МЕТАГАББРОНОРИТАХ ЧУПИНСКОГО ПОЯСА (ВЕРХНЕ-ПУЛОНГСКОЕ ОЗЕРО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ФЕННОСКАНДИЯ)

Аннотация

Изучение метагабброноритов Беломорского подвижного пояса (БПП) северо-востока Фенноскандии методом мультиравновесной термобарометрии (TWEEQU) показывает существование в палеопротерозое БПП двух высокотемпературных гранулитовых метаморфических событий: низкобарического ($T \approx 800–960$ °C, $P \approx 0,5–5$ кбар) и следующего за ним высокобарического (до 700–750 °C и 20–25 кбар).

Ключевые слова:

метаморфизм, метагаббронорт, Беломорский подвижный пояс, термобарометрия, TWEEQU, высокобарные гранулиты.

D. A. Mashkin^{1, 2}, P. Ya. Azimov¹

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

² Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

TWO HIGH-GRADE METAMORPHIC EVENTS IN METAGABBRONORITES OF THE CHUPA BELT (VERHNE-PULONGSKOE LAKE, THE BELOMORIAN MOBILE BELT, NORTH-EAST FENNOSCANDIA)

Abstract

Study of metagabbronorites of the Belomorian Mobile Belt (BMB) in north-east Fennoscandia using method of multiequilibrium thermobarometry (TWEEQU) reveals two high-temperature metamorphic events in the Paleoproterozoic history of the BMB: low-pressure event ($T \approx 800-960^{\circ}\text{C}$, $P \approx 0.5-5$ kbar) and then high-pressure event (up to $700-750^{\circ}\text{C}$ и 20–25 kbar).

Keywords:

metamorphism, metagabbronorite, the Belomorian Mobile Belt, thermobarometry, TWEEQU, high pressure granulites.

Введение

Фенноскандинавский щит и входящий в его состав Беломорский подвижный пояс являются уникальными объектами для изучения раннедокембрийского орогенеза (Ранний..., 2005). Беломорский пояс, сформированный в неоархее в результате регионального покровообразования и высокобарического метаморфизма, отражает орогенные события не только неоархея, но и палеопротерозоя, являясь частью Лапландско-Кольского орогена (Daly et al., 2006). Для реконструкции этой части его истории важное значение имеют интрузии раннепалеопротерозойских габброидов (Ранний..., 2005), не подвергшихся архейским преобразованиям и поэтому являющимися индикаторами позднепалеопротерозойских процессов. Наша работа посвящена исследованию их метаморфической эволюции.

Участок Форелевый расположен к северу от пос. Чупа на границе Чупинской и Хетоламбинской тектонических пластин. Эта граница представляет собой меланж, включающий типичные породы Чупинской (глинозёмистые гнейсы) и Хетоламбинской (амфиболиты и амфиболовые гнейсы) пластин. Среди гранат-кианит-биотитовых гнейсов расположены тектонические фрагменты тел габброидов, относящихся к комплексу лерцолитов-габброноритов (Stepanova, Stepanov, 2010). Размер этих фрагментов не превышает десятков метров.

Методика исследований

Минеральный состав пород был установлен при оптико-микроскопическом изучении шлифов. Составы минералов определены рентгеновским микроспектральным (микрозондовым) анализом на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) и комплектом эталонных образцов в ИГГД РАН (аналитик О. Л. Галанкина). Условия метаморфизма метагабброноритов рассчитаны методом мультиравновесной термобарометрии TWEEQU (Berman, 1991) в программе winTWQ 2.34 (Berman, 2007) с базами данных JUN92 (Berman, 1988) и BA96 (Berman, Aranovich, 1996; Aranovich, Berman, 1996).

Результаты и их обсуждение

Метагаббронориты участка Форелевый представляют собой коричневатую мелкозернистую породу. При петрографическом изучении шлифов отчётливо

видны реликты габбровой структуры, но реликты магматических минералов редки. Сохраняются только редкие крупные зёрна ортопироксена. Породы не содержали первичного оливина и кварца, что ясно по отсутствию не только их реликтов, но и характерных для оливиновых габброноритов Беломорья концентрических корон вокруг оливинов, а также «запылённого» плагиоклаза. Типичным минералом габброноритов Форелевого был пижонит, зёрна которого заместились псевдоморфозами, образованными срастаниями двух пироксенов. При микроскопическом изучении в породах явно выделяются домены: более ранние участки, сложенные агрегатом метаморфических минералов $\text{Opx} + \text{Hbl} + \text{Bt} \pm \text{Cpx}$ на месте первично-магматических пироксенов и метаморфическим плагиоклазом на месте магматического плагиоклаза, и поздние участки, образующие неправильные пятна и их скопления и сложенные преимущественно парагенезисом $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Opx} + \text{Qtz} \pm \text{Bt}$ (без плагиоклаза). В краевых частях таких гранатсодержащих пятен в них могут присутствовать плагиоклаз и бурая роговая обманка. Размер этих пятен меняется от долей сантиметра до первых сантиметров.

Расчёты в программе *winTWQ* 2.34 показали резкое отличие условий метаморфизма для ранних безгранатовых и более поздних гранатсодержащих доменов. Для безгранатовых доменов получены значения температур 800–960 °C и давлений 0,5–5 кбар (рис. 1), отвечающие условиям гранулитового метаморфизма низких давлений. По краевым частям гранатсодержащих доменов (в присутствии плагиоклаза) получены значения температур 650–700 °C и давлений 12–17 кбар, а по центральным частям этих доменов, не содержащим плагиоклаза, — 700–750 °C и до 20–25 кбар (рис. 2).

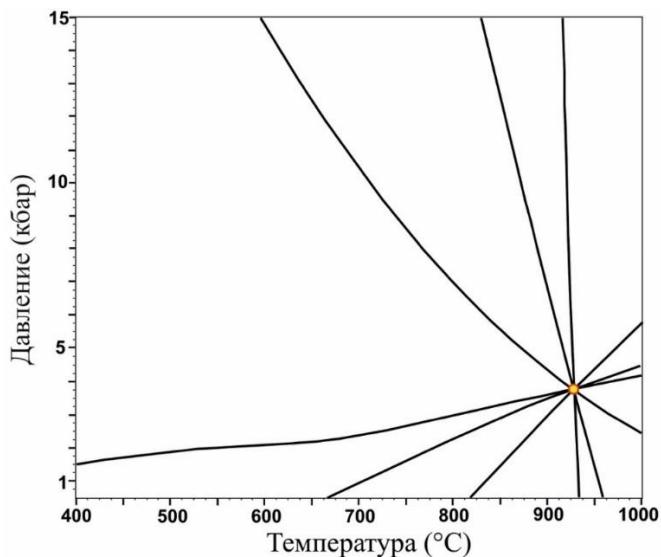


Рис. 1. Диаграмма TWQ с результатами термобарометрии для метагаббронорита с парагенезисом $\text{Opx} + \text{Hbl} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Q}$ ($T_{\text{cp}} = 928$ °C, $dT = 0,6$ °C, $P_{\text{cp}} = 3,8$ кбар, $dP = 0,02$ кбар, три независимые реакции)

Fig. 1. TWQ diagram with results of thermobarometry for metagabbro-norite; mineral assemblage $\text{Opx} + \text{Hbl} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Q}$ ($T_{\text{av}} = 928$ °C, $dT = 0,6$ °C, $P_{\text{av}} = 3,8$ kbar, $dP = 0,02$ kbar, three independent reactions)

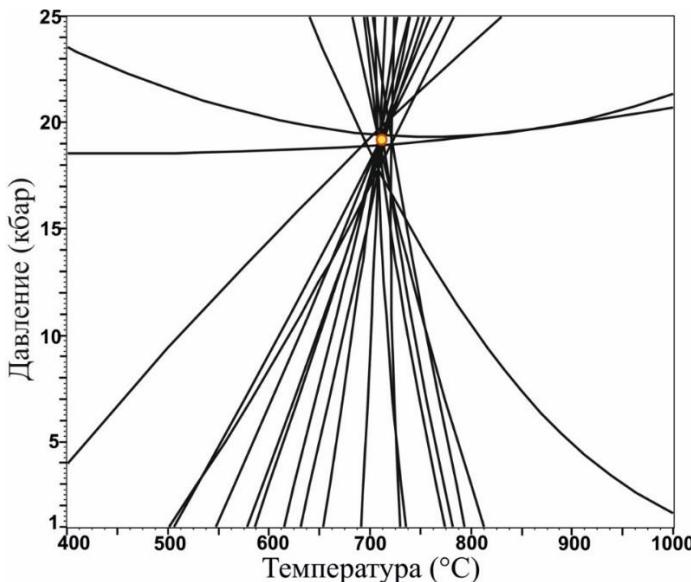


Рис. 2. Диаграмма TWQ с результатами термобарометрии для метагаббронорита с парагенезисом Opx + Cpx + Grt + Bt ($T_{\text{cp}} = 710$ °C, $dT = 7$ °C, $P_{\text{cp}} = 19$ кбар, $dP = 0,9$ кбар, четыре независимые реакции)

Fig. 2. TWQ diagram with results of thermobarometry for metagabbronorite; mineral assemblage Opx + Cpx + Grt + Bt ($T_{\text{av}} = 710$ °C, $dT = 7$ °C, $P_{\text{av}} = 19$ kbar, $dP = 0,9$ kbar, four independent reactions)

Эти результаты указывают, что палеопротерозойские габбронориты были вначале метаморфизованы в условиях высоких температур (гранулитовая фация, доходящая до уровня сверхвысокотемпературного метаморфизма) и низких давлений, а потом на них наложился высокобарный метаморфизм. Высокие давления во время второго метаморфического события подтверждаются минеральными парагенезисами: для гранулитов высоких давлений запрещено сосуществование плагиоклаза и ортопироксена (Pattison, 2003).

Полученные результаты подтверждают сделанный ранее (Азимов и др., 2017а) вывод о том, что высокобарическому палеопротерозойскому метаморфизму, связанному с развитием Лапландско-Кольского коллизионного орогена, предшествовал низкобарный гранулитовый метаморфизм, реликты которого сохранились в метагабброноритах. Последующее метаморфическое событие, связанное с коллизионными процессами, было также высокоградным (Азимов и др., 2017б) и достигало уровня высокобарных гранулитов.

Работа поддержана грантом РФФИ № 17-05-00265.

Литература

Азимов П. Я., Степанова А. В., Егорова С. В. и др. Ранний позднепалеопротерозойский гранулитовый метаморфизм низких-умеренных давлений в Беломорской провинции Фенноскандии // Геодинамика раннего докембра: сходство и различия с фанерозоем: тез. науч. конф. Петрозаводск, 2017а. С. 17–21.

Азимов П. Я., Слабунов А. И., Степанова А. В. и др. Палеопротерозойские высокобарные гранулиты Беломорской провинции Фенноскандии: петрологические

свидетельства коллизии “континент — континент” // Геодинамика раннего докембра: сходство и различия с фанерозоем: тез. науч. конф. Петрозаводск, 2017. С. 13–17.

Ранний докембрый Балтийского щита / под ред. В. А. Глебовицкого. Л.: Наука, 2005. 711 с.

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.

Berman R. G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O} — \text{K}_2\text{O} — \text{CaO} — \text{MgO} — \text{FeO} — \text{Fe}_2\text{O}_3 — \text{Al}_2\text{O}_3 — \text{SiO}_2 — \text{TiO}_2 — \text{H}_2\text{O} — \text{CO}_2$ // J. Petrol. 1988. Vol. 29, No. 2. P. 445–522.

Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. Vol. 29, No. 4. P. 833–855.

Berman R. G. winTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. Geol. Surv. Canada, Open File 5462 (revised). 2007.

Berman R. G., Aranovich L. Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO} — \text{MgO} — \text{CaO} — \text{Al}_2\text{O}_3 — \text{TiO}_2 — \text{SiO}_2$ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 126. P. 1–24.

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc. London Mem. 2006. Vol. 32. P. 579–598.

Pattison D. R. M. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies // J. Metamorphic Geol. 2003. Vol. 21. P. 21–34.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2010. Vol. 183. P. 602–616.

Сведения об авторах

Машкин Дмитрий Анатольевич

младший научный сотрудник, ИГГД РАН; бакалавр, студент-магистрант, СПбГУ, ployer@mail.ru

Азимов Павел Яковлевич

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ИГГД РАН, pavel.azimov@mail.ru

Mashkin Dmitriy Anatolievich

Junior Researcher, IPGG RAS; Master Student, SPbSU, ployer@mail.ru

Azimov Pavel Yakovlevich

PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher, IPGG RAS, pavel.azimov@mail.ru

Д. А. Машкин^{1, 2}, Е. В. Волкова¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

ПОВЕДЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ ШУМИЛОВСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Аннотация

Расположенное в Центральном Забайкалье Шумиловское Sn-W месторождение локализовано в пределах рудно-магматической системы, характеризующейся сложным строением и большим разнообразием магматических и метасоматических пород. На основе аналитических исследований выявлены и охарактеризованы особенности изменения их вещественного состава и поведения петрогенных и редких элементов в процессе развития магматических и метасоматических процессов.

Ключевые слова:

гранит, вольфрам, олово, рудно-магматическая система, грейзен, редкие элементы.

D. A. Mashkin^{1, 2}, E. V. Volkova¹

¹ Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

BEHAVIOR OF PETROGENIC AND RARE ELEMENTS IN THE PROCESS OF EVOLUTION OF SHUMILOVKAYA ORE-MAGMATIC SYSTEM (CENTRAL TRANSBAIKALIA)

Abstract

Shumilovskaya Sn-W deposit, which is in Central Transbaikalia, is localized within ore-magmatic system, characterized by its difficultness and big difference in types of magmatic and metasomatic rocks. Based on analytical researches, we discovered and characterized the features of changes of rock composition and behavior of petrogenic and rare elements in process of magmatic and metasomatic processes.

Keywords:

granite, tungsten, tin, ore-magmatic system, greisen, rare elements.

Вольфрамовые и оловянные месторождения на территории Забайкалья связаны с гранитными комплексами мезозойского возраста: асакан-шумиловским (J₂₋₃) в Центральном и кукульбейским (J₃-K₁) в Восточном Забайкалье (Коваленко, 1977). Оба этих комплекса представлены лейкогранит-аляскитовой ассоциацией пород и присутствием двух геохимических типов редкометалльных плюмазитовых гранитов: «стандартного», с рядом дифференциатов от порфировидных биотитовых до мусковит-альбитовых пород и с кварц-мусковитовыми грейзенами, и Li-F — с литиево-железистыми слюдами, часто с амазонитом и топазом. Взаимоотношения этих двух геохимических типов являются дискуссионными, однако чаще рассматриваются в качестве последовательных фаз единого комплекса.

Формы проявления вольфрамового и оловянного оруденения в пределах рудных узлов весьма разнообразны: вкрапленная и прожилковая минерализация непосредственно в гранитах, метасоматиты и грейзены в эндо- и экзоконтакте массивов и кварцевожильные месторождения и рудопроявления в их ареале.

Расположенная в Центральном Забайкалье Шумиловская Sn-W рудно-магматическая система (PMC) приурочена к ядерной части гранито-гнейсового купола и включает в себя интрузивные породы асакан-шумиловского комплекса (J₂₋₃), метасоматиты по ним, комплекс дайковых тел гранит-порфиров и кварцевые жилы с вольфрамитом и кассiterитом, что позволяет использовать ее для выявления закономерностей поведения редких и рудных элементов в процессе образования широкого спектра метасоматических пород и рудоносных грейзенов.

Историю формирования массива можно разделить на два этапа. С первым этапом связано внедрение средне-крупнозернистых биотитовых и лейкократовых гранитов Асакан-Шумиловского plutона в амфибол-биотитовые граниты (T₃-J₁) комплекса.

Второй этап отвечает внедрению в центральную часть купола средне-крупнозернистых гранитов мелкозернистых литий-фтористых гранитов с протолитионитом и топазом, вскрытых скважинами на глубине 140–170 м и сопровождающихся на уровне современного эрозионного среза многочисленными дайками и апофизами гранит-порфиров, аплитов или, по мнению современных исследователей, онгонитов заключительного этапа (Абушкевич, 2008).

Следствием этого этапа является интенсивное развитие метасоматических процессов как по среднезернистым (ранним) гранитам, в результате которых образовались кварц-полевошпатовые метасоматиты и среднезернистые мусковит-кварцевого состава, часто с топазом, грейзены, так и по Li–F гранитам и их дайковой фации с образованием мелкозернистых грейзенов литиево-слюдисто-топаз-кварцевого состава.

Следует отметить, что образование метасоматитов и грейзенов по среднезернистым гранитам, вероятнее всего, начало происходить раньше, в результате отделения гидротермального флюида после их кристаллизации. Внедрение более флюидонасыщенных Li–F гранитов привело к преобразованию уже сформированных мусковит-кварцевых грейзенов — появлению в них топаза, при сохранении среднезернистой структуры и отсутствию Li–Fe слюд. С другой стороны, присутствие так называемых «алляскитов» — равномернозернистых двуслюдяных лейкогранитов исключительно на площади месторождения, т. е. в ареале купола Li–F гранитов, свидетельствует об исключительной роли последних в развитии метасоматических процессов. Кроме того, кварцевожильное Sn-W оруденение также приурочено к «области влияния» купола Li–F гранитов.

Изучение всего комплекса пород Шумиловской PMC было выполнено на основе их петрографического изучения в шлифах и аналитических исследований методами «мокрой» химии, фотометрии пламени, ионселективных электродов (Научно-исследовательский институт земной коры Санкт-Петербургского государственного университета (НИИЗК СПбГУ)), рентгено-спектрального флуоресцентного анализа (Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета (ИНоЗ СПбГУ)), масс-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»)).

На этой основе исследований были выявлены и охарактеризованы особенности изменения их вещественного состава и поведения петрогенных и редких элементов в процессе развития магматических и метасоматических процессов.

1. Показано (рис. 1), что особенности состава равномернозернистых двуслюдяных лейкогранитов (так называемых аляскитов) и даек гранит-порфиров позволяют считать первые метасоматически измененными порфировидными биотитовыми гранитами, а вторые — производными купола протолитионитовых гранитов.

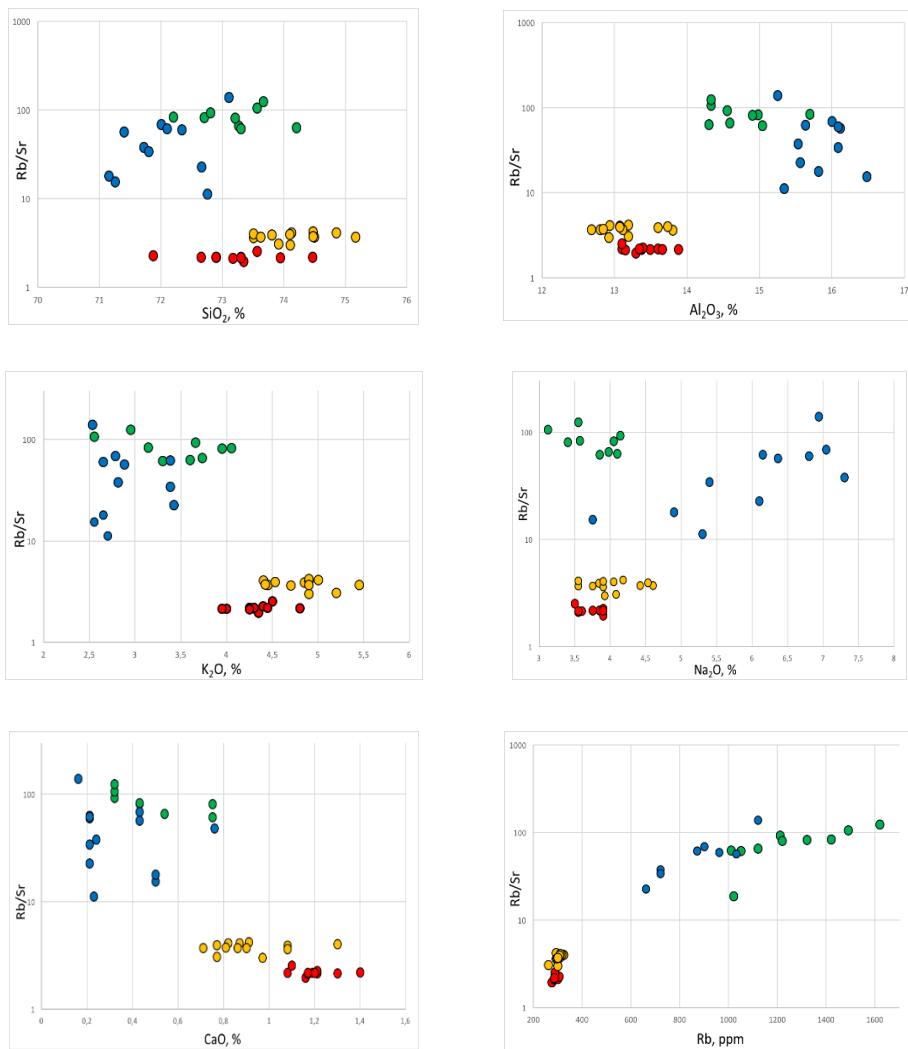


Рис. 1. Вариации содержаний петрогенных элементов в интрузивных породах Шумиловской РМС в зависимости от индекса дифференциации (Rb / Sr- отношение): красный кружок — биотитовые граниты, жёлтый кружок —

лейкограниты («алеяскиты»), зелёный кружок — протолитионитовые граниты, синий кружок — гранит-порфиры, жёлтый треугольник — кварц-полевошпатовые метасоматиты, красный треугольник — среднезернистые грейзены, зелёный треугольник — мелкозернистые грейзены

Fig. 1. Composition variation of petrogenic elements in intrusive rocks of Shumilovka ore-magmatic system in dependence on index of differentiation (Rb / Sr ratio). Symbols: red circle — biotite granites; yellow circle — leicogranites; green circle — granites with protolitionite; blue circle — porphyre-granite; yellow triangle — quartz-feldspar metasomatic rock; red triangle — medium-grained greisens; green triangle — fine-grained greisens

2. Удобным индикатором оценки метасоматических преобразований является параметр $K / (K + Na)$, позволяющий оценивать степень развития грейзенового процесса. На диаграмме Rb / Sr — $K / (K + Na)$ (рис. 2) наблюдаются две ветви развития метасоматических процессов, приводящих к образованию разных типов грейзенов, для которых характерно постепенное накопление калия: первая ветвь 1 — от биотитовых гранитов (и «алеяскитов» и метасоматитов по ним) к среднезернистым грейзенам; вторая ветвь 2 — от протолитионитовых гранитов и гранит-порфиров к мелкозернистым грейзенам. Для этой ветви развития характерно отсутствие промежуточных метасоматических фазий.

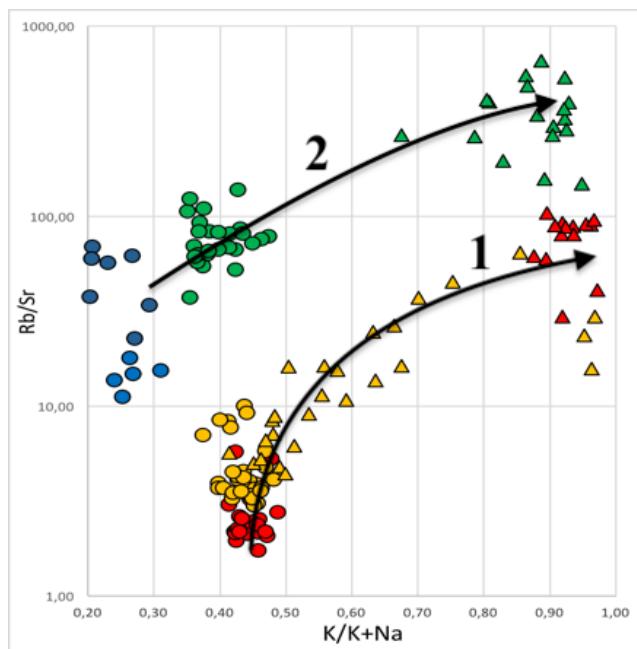


Рис. 2. Развитие метасоматических преобразований по среднезернистым биотитовым гранитам и мелкозернистым протолитионитовым гранитам. Условные обозначения в подписи к рис. 1

Fig. 2. Evolution of metasomatic process through medium-grained biotite granites and fine-grained granites with protolitionite. Symbols: see Fig. 1

3. В процессе развития гидротермально-метасоматических процессов обогащение Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn и Mo относительно исходных гранитов наиболее контрастно происходит в среднезернистых грейзенах (рис. 3). В мелкозернистых грейзенах обогащение этими элементами не так контрастно, и они даже несколько обеднены Ta и Nb относительно протолитионитовых гранитов. По степени накопления F и W мелко- и среднезернистые грейзены практически не различаются, что отчасти подтверждает представление о протолитионитовых гранитах как об источнике метасоматизирующего флюида и W.

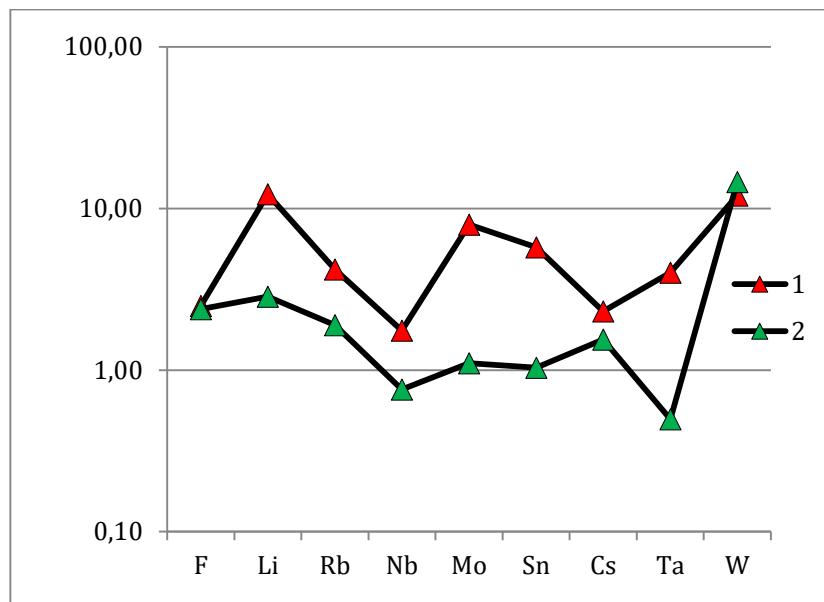


Рис. 3. Отношение концентраций редких элементов и фтора относительно исходных гранитов в среднезернистых (1) и мелкозернистых (2) грейзенах

Fig. 3. Ratio of concentration of rare elements and fluorine in medium-grained greisens (1) and fine-grained greisens (2) to their concentrations in the initial granites

4. Грейзены различаются уровнями концентрации рудных компонентов: для среднезернистых грейзенов характерны более высокие концентрации Sn (рис. 4, б), а для мелкозернистых грейзенов — W, Ta, Bi и Mo (рис. 4, а, в, г).

5. При развитии процесса грейзенизации по порфировидным биотитовым гранитам и лейкогранитам происходит уменьшение концентрации легких РЗЭ, при увеличении концентрации тяжелых РЗЭ и величины отрицательной Eu-аномалии (рис. 5). Процесс грейзенизации по мелкозернистым протолитионитовым гранитам, характеризующимся изначально значительной величиной Eu-аномалии ($Eu_{min} = 0,06$) и ярко выраженным тетрад-эффектом, в первой и третьей тетрадах также происходит с ростом величины Eu_{min} и уменьшением концентрации легких РЗЭ, однако при этом концентрация тяжелых РЗЭ также уменьшается, а тетрад-эффект становится более выраженным, особенно для первой тетрады (La–Nd).

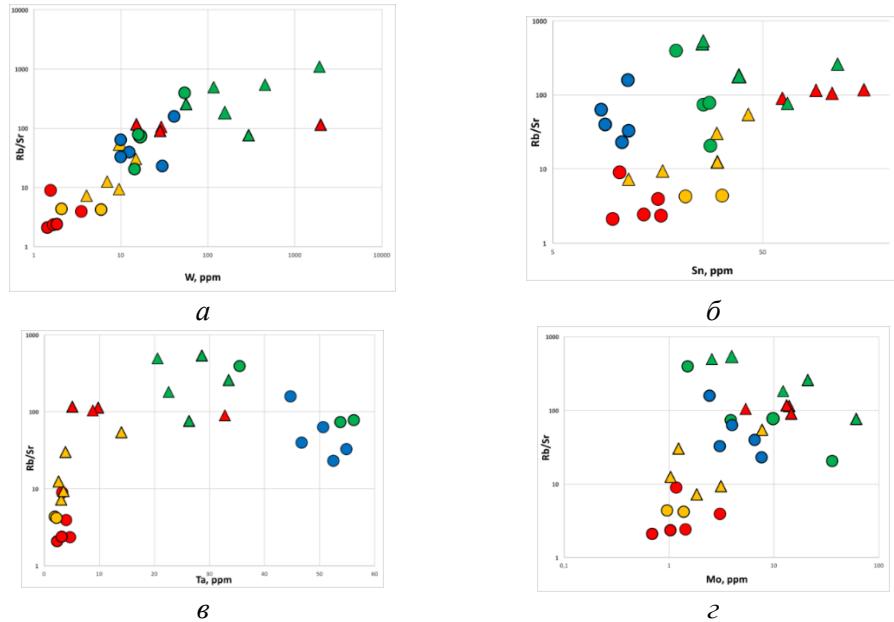


Рис. 4. Вариации содержаний редких элементов в породах Шумиловской РМС в зависимости от индекса дифференциации (Rb / Sr-отношение).
Условные обозначения в подписи к рис. 1

Fig. 4. Composition variation of rare elements in rocks of Shumilovka massif in dependence on index of differentiation (Rb / Sr ratio). Symbols: see Fig. 1

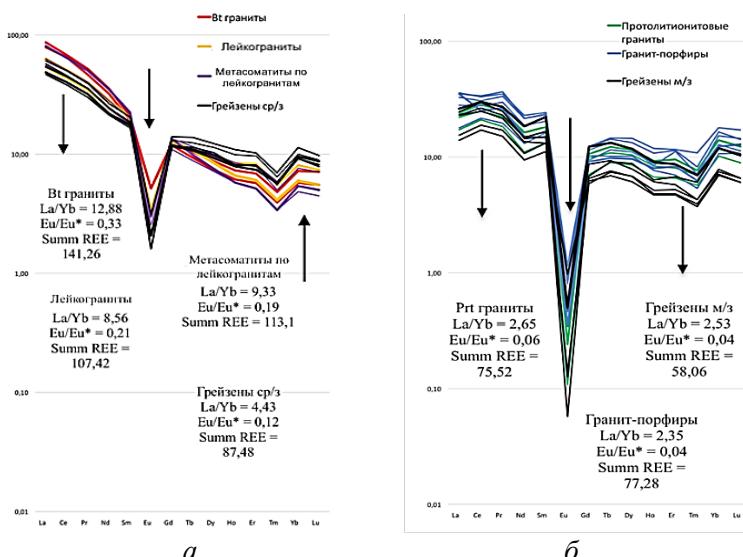


Рис. 5. Спектры распределения нормированных к хондриту (Taylor, McLennan, 1985) РЗЭ:

a — в биотитовых гранитах, лейкогранитах, кварц-полевошпатовых метасоматитах и среднезернистых грейзенах; *б* — в мелкозернистых протолитионитовых гранитах, гранит-порфирах и мелкозернистых грейзенах

Fig. 5. The distribution of REE normalized to chondrite (Taylor, McLennan, 1985):

a — in biotite granites (red line), leicogranites (yellow), quartz-feldspar metasomatic rock (purple) and medium-grained greisen (black); *б* — in fine-grained granites with protolitionite, porphyry-granites and fine-grained greisens

Таким образом, среднезернистые Sn-носные и мелкозернистые W-носные грейзены, наследуя от «материнских» пород uniformность спектров распределения, контрастно различаются по особенностям спектров: для первых характерна значительно меньшая величина Eu_{min} , для вторых — высокая величина Eu_{min} , наличие тетрад-эффекта и контрастное снижение суммарной концентрации РЗЭ.

Выявленные различия между среднезернистыми и мелкозернистыми грейзенами, в том числе и по степени концентрирования рудных элементов, позволяют предположить, что W и Sn приносятся в РМС Li–F гранитами, однако на магматическом этапе их концентрации не происходит (Сырицо и др., 2018). Эти элементы мигрируют вместе с отделяющимся флюидом и при смене геохимических условий концентрируются в грейзенах на постмагматическом (гидротермальном) этапе.

Остается открытым самый интересный вопрос — об источнике и времени / этапности образования рудной минерализации, который может быть решен на основе изотопно-геохимического изучения и датирования непосредственно рудных минералов — вольфрамита и кассiterита из различных типов минерализации — и оценке возрастного разрыва между внедрением порфировидных и Li–F гранитов.

Работа поддержанна грантом РФФИ № 18-05-00957.

Литература

Абушкевич Е. А. Петролого-геохимическая модель образования редкometалльных литий-фтористых гранитов Шумиловского интрузива (Центральное Забайкалье): дис. ... канд. геол-мин. наук. М., 2008. С. 161.

Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкometалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.

Сырицо Л. Ф., Баданина Е. В., Абушкевич В. С., Волкова Е. В., Терехов А. В. Продуктивность редкometалльных плюмазитовых гранитов и условия образования месторождений вольфрама // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60, № 1. С. 38–56.

Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985.

Сведения об авторах

Машкин Дмитрий Анатольевич

младший научный сотрудник, ИГД РАН; бакалавр, студент-магистрант, СПбГУ, poyer@mail.ru

Волкова Елена Викторовна

старший преподаватель кафедры геохимии, СПбГУ, e.volкова@spbu.ru

Mashkin Dmitriy Anatolievich

Junior Researcher, IPGG RAS; Master Student, SPbSU, poyer@mail.ru

Volkova Elena Viktorovna

Senior Lecturer, Department of Geochemistry, SPbSU, e.volкова@spbu.ru

Я. А. Переволоцкая

Республиканское унитарное предприятие «Производственное объединение «Белоруснефть», Белорусский научно-исследовательский и проектный институт нефти (БелНИПИнефть), Гомель, Республика Беларусь

**ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИИ АВО-АНАЛИЗА
ДЛЯ КАЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗА КОЛЛЕКТОРОВ
МЕЖСОЛЕВОГО КОМПЛЕКСА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА**

Аннотация

Рассмотрены особенности применения АВО-анализа на карбонатных коллекторах межсолевой толщи Припятского прогиба. Амплитудные аномалии, выделяемые в ходе проведения АВО-анализа, связаны с косвенными признаками углеводородов, могут быть закартированы и дают представление о распространении залежи в пространстве, что позволяет на качественном уровне дополнить прогноз фильтрационно-емкостных свойств пластов.

Ключевые слова:

АВО-анализ, динамический анализ сейсмических данных, карбонатный коллектор, Припятский прогиб.

Ya. A. Perevolotskaya

Republican Unitary Enterprise «Production Association “BELORUSNEFT”»,
BelNIPIneft, Gomel, Republic of Belarus

THE APPLICATION OF TECHNOLOGY OF AVO-ANALYSIS FOR QUALITATIVELY FORECASTING OF RESERVOIRS OF AN INTERSALT COMPLEX OF PRIPYAT TROUGH

Abstract

The article reviews the features of AVO-analysis application to carbonate reservoirs of an intersalt stratum of the Pripyat Trough. The amplitude anomalies identified during the AVO-analysis are explained by the indirect signs of hydrocarbons, can be mapped and yield an idea of distribution of deposits in space, which allows to qualitatively complement the forecast of filtration and capacitive properties of layers.

Keywords:

AVO-analysis, dynamic analysis of the seismic data, carbonate reservoir, Pripyat Trough.

AVA-анализ, или АВО-анализ, который описывает поведение амплитуды отраженной волны в зависимости от угла падения (amplitude versus angle) или в зависимости от выноса, удаления взрыв — прибор (amplitude versus offset) (Разин и др., 2004), является одним из видов динамической интерпретации сейсмических данных. Данный метод применяется для поиска и разведки залежей газа в терригенных коллекторах, однако в последнее время АВО-анализ используется и для прогнозирования предполагаемого насыщения карбонатных коллекторов.

АВО-анализ, основанный на изучении изменений амплитуд по сейсмограммам, дает представление о связях между скважинными данными и амплитудами сейсмических сигналов, полученных по результатам сейсморазведочных работ.

Технология метода предполагает расчет объемных AVO-атрибутов, анализ разрезов и карт, по которым позволяет извлечь дополнительную информацию о продуктивности коллекторов межсолевой толщи Припятского прогиба.

Однако существует проблематика выполнения AVO-анализа на материалах Припятского прогиба, которая заключается, в первую очередь, в том, что концепция AVO-анализа разработана для однородной горизонтально-слоистой среды. В случае же работ на сложнопостроенных месторождениях Припятского прогиба, помимо учета строения среды, необходимо учитывать ряд осложняющих факторов, что обуславливает выработку оптимальных методических подходов на всех стадиях проведения сейсморазведочных работ с целью получения сейсмического материала, пригодного для выполнения процедур динамической интерпретации.

Трехмерные сейсмические работы, направленные на изучение свойств пород коллекторов на качественном уровне, особенно в сложных условиях Припятского прогиба, в настоящее время уже обладают рядом особых преимуществ: равномерностью (получение сейсмической информации осуществляется равномерно со всех азимутальных направлений), высокой кратностью и регистрацией информации на максимальных удалениях.

Применение на этапе обработки графа в режиме сохранения истинных амплитуд, выполняемого с учетом сложных сейсмогеологических условий Припятского прогиба, позволяет не только проводить структурную интерпретацию, но и изучать динамические характеристики сейсмического сигнала, в частности AVO-аномалии (Переволоцкая и др., 2018).

Исходными сейсмическими данными для AVO-анализа являются мигрированный куб сейсмограмм в глубинной области и глубинно-скоростная модель. Мигрированные сейсмограммы переводятся из глубинной во временную область, используя глубинно-скоростную модель. Использование для AVO-анализа скалированных во временную область сейсмограмм позволяет скорректировать амплитуды за горизонтальные различия динамических эффектов — геометрическое расхождение и потери на прохождение, а также за эффекты регистрации (Воскресенский, 2001).

Первым этапом выполнения AVO-анализа является оценка качества исходных данных, анализ пригодности материала и последующая его корректировка с применением процедур дообработки данных в режиме сохранения истинных амплитуд.

Основной целью данного этапа работ является подготовка несуммированных сейсмических данных таким образом, чтобы амплитуда была пропорциональна коэффициенту отражения. Это означает, что все остальные эффекты распространения волн, влияющие на амплитуды, должны быть учтены в максимально возможной степени (Переволоцкая, Шкрабов, 2017).

Основными параметрами, которые позволяют характеризовать качество выполнения процедур обработки и служат показателем кондиционности сейсмических данных для выполнения последующей динамической интерпретации, являются спектр, отношение сигнал / помеха и разрешенность (рис. 1).

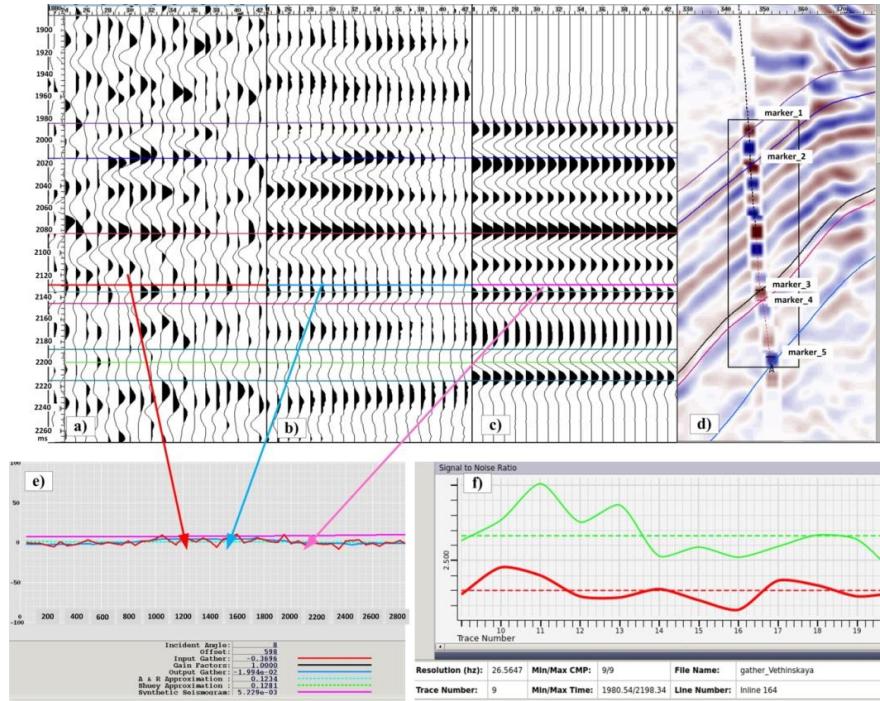


Рис. 1. Оценка возможности выполнения AVO-инверсии:
 а — исходная сейсмограмма в районе скважины; б — сейсмограмма после дообработки; в — синтетическая сейсмограмма; д — фрагмент куба PSDMt;
 е — графики зависимости амплитуды от удаления / угла; ф — графики соотношения сигнал / помеха, красный цвет — исходная сейсмограмма, зеленый — дообработанная

Fig. 1. The estimation of the possibility of AVO-inversion realization:
 a — initial seismogram in the borehole region; b — seismogram after post-processing;
 c — synthetic seismogram; d — fragment of cube PSDMt; e — plots of amplitude versus offset / angle; and f — plots of signal-to-noise ratio, red — initial seismogram, green — seismogram after post-processing

Процедуры дообработки сейсмического материала осуществляются с контролем графиков зависимости амплитуды от удаления (сигнатуры AVO) вдоль выбранного временного среза.

Анализ графиков поведения амплитуд позволяет сделать вывод о неплохой согласованности теоретически рассчитанных и реальных (дообработанных) данных, что, в свою очередь, является показателем корректно выполненной обработки и дообработки исходного сейсмического материала в режиме сохранения истинных амплитуд.

На следующем этапе проведения AVO-анализа рассчитывается ряд объемных атрибутов. Сопоставление карт, экстрагированных по парам соответствующих атрибутов в интервалах межсолевой толщи на ряде площадей Припятского прогиба, с данными бурения позволяет сделать вывод о том, что AVO-атрибуты различаются по эффективности проявления аномалий, предположительно связанных с насыщением углеводородом. Следует отметить,

что AVO-аномалии, выделяемые по кросс-плотам соответствующих атрибутных пар карт в сложных сейсмогеологических условиях Припятского прогиба, не являются стандартизованными и анализируются для каждого конкретного месторождения. Таким образом, в ходе анализа полученных AVO-атрибутов к наиболее информативным были отнесены: $\Lambda*\rho$ Reflectivity и $\mu*\rho$ Reflectivity, Fluid Factor, а также Normal Incidence Reflectivity, Gradient.

Одним из информативных AVO-атрибутов является Fluid Factor, который позволяет оценить предположительное углеводородонасыщение на основе определения отклонений соотношения V_p / V_s от фоновых значений, характерных для водонасыщенных пород. На карте AVO-атрибута Fluid Factor, экстрагированной в продуктивном интервале межсолевой толщи одной из площадей Припятского прогиба, выделяется аномальная область, отличающаяся повышенными значениями атрибута. Следует отметить, что данная аномальная зона выделяется вблизи скважин, по которым на основе анализа материалов ГИС выделены повышенные мощности коллекторов (рис. 2).

Таким образом, карта AVO-атрибута Fluid Factor позволяет сделать вывод о наличии корреляционной связи между аномальными значениями атрибута, предположительно связанными с углеводородонасыщением, и данными ГИС.

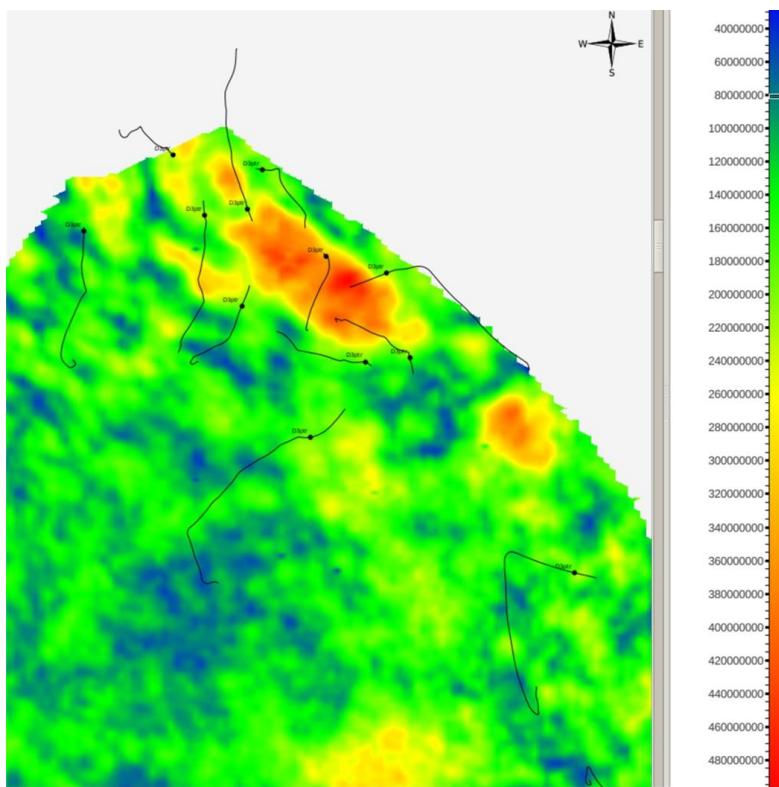


Рис. 2. Фрагмент карты AVO-атрибута Fluid Factor, экстрагированной в интервале межсолевой толщи одной из площадей Припятского прогиба

Fig. 2. The fragment of the map of an AVO-attribute Fluid Factor, extracted in the interval of intersalt stratum of an area of Pripyat Trough

На данный момент времени на площадях Припятского прогиба прогноз фильтрационно-емкостных свойств осуществляется практически всеми современными методами динамической интерпретации сейсмических данных (сейсмическая инверсия, сейсмофациальный анализ, атрибутный анализ, спектральная декомпозиция), в том числе и AVO-анализ, результаты которого позволяют на качественном уровне дополнять результаты ведущих методов динамической интерпретации.

Литература

Воскресенский Ю. Н. Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков и разведки залежей углеводородов: учеб. пособие для вузов. М.: РГУ нефти и газа, 2001. 68 с.

Переволоцкая Я. А., Шкрабов А. П. Применение AVO-анализа для оценки межсолевого комплекса Красносельского месторождения Припятского прогиба // Літасфера. 2017. № 1 (46). С. 129–134.

Переволоцкая Я. А., Чебурахин Ю. А., Конюшенко А. С. Алгоритм обработки сейсмического материала для проведения динамического анализа с целью изучения карбонатных коллекторов Припятского прогиба // Літасфера. 2018. № 1 (48). С. 30–37.

Разин А. В., Меркулов В. П., Чернов С. А. Применение геофизики при изучении месторождений нефти и газа. Томск: Центр профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела ТПУ, 2004. 332 с.

Сведения об авторе

Переволоцкая Янина Александровна

геофизик второй категории, БелНИПИнефть, Ya.Perevolockaya@beloil.by

Perevolotskaya Yanina Aleksandrovna

Geophysicist of II category, BelNIPIneft, Ya.Perevolockaya@beloil.by

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.028

УДК 553.26:551.243

А. В. Родионова^{1,2}, В. Н. Войтенко³

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ООО «Геологический центр СПбГУ», Санкт-Петербург, Россия

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА МАЛТАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ РУД ДОМЕНА ДОЛИННОГО И МАЛТАН)

Аннотация

Представлены результаты изучения руд Малтанского рудного поля по материалам, собранным в ходе работ 2014 г. по изучению условий локализации золоторудной минерализации северо-западной части Тарынского рудно-rossыпного узла. На основании данных исследований были уточнены особенности минерального состава руд Малтанского рудного поля.

Ключевые слова:

Малтанское рудное поле, условия локализации, этапы рудообразования, золото-сурьмяное оруденение, золото-кварцевое оруденение.

A. V. Rodionova^{1, 2}, V. N. Vojtenko³

¹ Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg, Russia

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

³ PLC "Geological Center SPSU", Saint Petersburg, Russia

FEATURES OF THE MINERAL COMPOSITION OF THE MALTAN ORE FIELD (BY RESULTS OF STUDYING OF THE DOMAIN DOLINNYY AND MALTAN)

Abstract

The article presents the results of a study of the ores of the Maltansky ore field based on the materials collected during the 2014 work to study the conditions of localization of gold ore mineralization in the northwestern part of the Taryn ore-placer cluster. Based on the research data, the features of the mineral composition of the ores of the Maltan ore field were clarified.

Keywords:

Maltan ore field, localization conditions, ore formation stages, gold-antimony mineralization, gold-quartz mineralization.

Введение

В 2014 г., в ходе работ по изучению условий локализации золоторудной минерализации северо-западной части Тарынского рудно-rossыпного узла, были получены новые геологические данные. В том числе было детально изучено прожилково-вкрашенное оруденение известных и вновь выявленных рудных зон долины реки Малый Тарын (Долинный), откуда из керна скважин (профили ориентированы поперек простирания структур) и были отобраны образцы для дальнейшего изучения (Крючков, Крючкова, 2010).

Основная цель работы заключалась в выявлении рудоконтролирующих структурных факторов золото-сурьмянного оруденения на Малтанском рудном поле. Однако для того, чтобы подтвердить или опровергнуть предположение, что зоны смятия (послойные срывы) и субширотные разрывные нарушения, являющиеся границами доменов, контролируют минерализацию определенного состава (зоны послойных срывов — золото-кварцевую малосульфидную, а субширотные разрывные нарушения — золото-сурьмянную), необходимо было изучить состав руд обоих типов.

На основании данных исследований были уточнены особенности минерального состава руд Малтанского рудного поля, что особенно актуально в последнее время из-за истощения в регионе запасов россыпного золота, а действующих объектов всего три: Бадран, Сарылах и Дражное.

Геологическое строение

Согласно современным представлениям, Малтанское рудное поле расположено в пределах структур зоны сочленения Колымо-Омолонского микроконтинента и Верхоянской континентальной окраины. Адыча-Тарынская разломная зона является главным тектоническим элементом строения этой зоны сочленения. Она протягивается в северо-западном направлении более чем на 300 км и состоит из отдельных ветвей, между которыми заключены тектонические зоны, выделяемые в качестве самостоятельных геологических структур.

Вдоль Адыча-Тарынской разломной зоны расположены рудно-rossыпные узлы, встречающиеся с частотой 27–30 км (Жданниковское, Базовское, Талалахское, Сарылахское и Тарынское). Ранее проведенные исследования

выявили сложное складчато-надвиговое или взбросо-сдвиговое строение этих узлов (Аристов и др., 2016; Войтенко, Задорожный, 2015; Войтенко и др., 2016; Оксман и др., 2005; Парфенов и др., 1988; Тектоника..., 2001; Фридовский и др., 2015). Малтанское рудное поле локализовано на северо-западном окончании Тарынского рудно-россыпного узла Адыча-Тарынской разломной зоны, в клиновидном блоке терригенных пород позднетриасового возраста, ограниченном двумя разрывными ветвями, трассирующими речными долинами Большого и Малого Тарынов.

В пределах лицензионной площади Малтанского рудного поля выделяются четыре крупных структурных домена: Аппа, Малтан, Долинный и Центральный. Домен Аппа расположен на северо-востоке рассматриваемого участка и представляет собой участок моноклинального строения с общим падением слоистости в северо-восточных румбах. Три структурных домена (Малтан, Долинный и Центральный) расположены в центральной и южной частях Малтанского рудного поля и представляют собой Z-образно изогнутые в плане конические складки с круто погружающимися шарнирами (от 34 до 64 °) в восточных румбах. В целом два центральных домена, Малтан и Долинный, можно считать фрагментами крупной (ширина около 5 км) зоны смятия запад-северо-западного простирания.

Последовательность минералообразования

По результатам изучения материала подтверждено выделение шести стадий гидротермального минералообразования (рис.): I — анкерит-кварцевая; II — кварц-полевошпатовая; III — арсенопирит-пирит-кварцевая; IV — золото-полиметаллическая; V — золото-сурьмяная; VI — гипергенная.

Обращает на себя внимание тот факт, что ни в одном из описанных образцов, отобранных из керна скважин, не обнаружено типоморфных минералов завершающего рудообразование золото-сурьмяного этапа (антимонит, бертьерит), широко проявленных на участках Центральный и Малтан. Единичные зерна окисленного антимонита были диагностированы только в протолочках, отобранных из зон послойных срывов в коренных обнажениях на поверхности.

Заключение

По результатам изучения рудных образцов из керна скважин домена Долинный и Малтан выявлены следующие особенности и закономерности минерального состава: 1) для прожилково-вкрапленного оруденения домена Долинный было установлено отсутствие золото-сурьмяной стадии; 2) установлено, что золото образовалось в последнюю, четвертую, стадию — золото-полиметаллическую — и тесно связано с галенитом и мышьяксодержащим пиритом; 3) была установлена прямая зависимость возрастания пробности золота от примеси ртути — от 915-й до 978-й пробы.

По результатам исследования протолочек из зон межслоевых жил выявлены следующие особенности: диагностированы единичные зерна окисленного антимонита, а также барит, галенит и халькопирит. Таким образом, данные из протолочек подтверждают золото-сурьмяный тип. Ведущий геологопромышленный тип — золото-сурьмяный, а золото-кварцевый малосульфидный — второстепенный.

Минерал \ Стадии	Анкерит-кварцевая	Альбит-кварцевая	Пирит-арсенопирит-кварцевая	Золото-полиметаллическая	Золото-сурьмяная	Гипергенная
Кварц						
Альбит		—				
Хлорит	—	—				
Карбонат	—	—	—			
Рутил	—	—				
Апатит (фторапатит)**					
Ильменит		—				
Серицит		—	—			
Марказит			—			
Пирротин		—	—			
Пирит		—	—	—		
Арсенопирит		—	—	—		
Сфалерит			—	—		
Халькопирит			—	—		
Галенит				—		
Блеклая руда (тетраэдрит)			—	—		
Пентландит**			—	—		
Кобальтин			—			
Ульманнит			—			
Герсдорфит			—			
Миллерит*					
Зигенит*					
Золото			—			
Антимонит**				—	—	
Барит**					
Монацит**					
Ксенотим**					
Хромит**						
Группа каолинит-дикит				—	—	
Гидроокислы железа (гетит?)						—

Схема последовательности гидротермального минералообразования участков «Долина Малого Тарына», «Юго-восточная часть Зоны 1 месторождения Малтан» и «Зона Центральная» (по результатам авторского изучения керна скважин, Войтенко и др., 2016, Фридovsky и др., 2015)

The sequence diagram of hydrothermal mineral formation of the areas “Maly Taryn Valley”, “Southeastern part of Zone 1 of the Multan field” and “Central Zone” (according to the results of the author’s study of core samples, Voitenko et al., 2016, Fridovsky et al., 2015).

Полученная ассоциация минералов зон послойных срывов и керна скважин, сравнение с исследованиями предшественников, а также геометрический анализ структуры рудного поля позволяют сделать вывод о наложенности золото-сурьмяного оруденения на золото-полиметаллическое в зонах усиленной тектонической проработки вдоль разрывных нарушений северо-западного направления сдвиговой кинематики.

Литература

Аристов В. В., Бабарина И. И., Григорьева А. В., Алексеев В. Ю., Прокофьев В. Ю., Узюнкоян А. А., Заболотская О. В., Титов С. Г. Золото-кварцевые месторождения Жданинского рудно-россыпного узла (Восточная Якутия). Структурный контроль и условия образования // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 6. С. 559–594.

Войтенко В. Н., Задорожный Д. Н. Анализ палеонапряжений по ориентировке трещин растяжения построением круговых диаграмм Мора (на примере жильно-прожилковых тел месторождения Базовское, Восточная Якутия) // Материалы Четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М., 2015. Т. 1. С. 42–51.

Войтенко В. Н., Хлебалин И. Ю., Сенотрусов В. А. Применение стрейн-анализа для оценки анизотропии процессов растворения под давлением в региональных зонах сдвига // Геотектоника. 2016. № 1. С. 62–80.

Крючков А. В., Крючкова Н. Н. Отчёт о результатах работ за 2007–2010 гг. по объекту «Поисково-оценочные работы на рудное золото в пределах центральной части Тарынского рудно-россыпного узла (Республика Саха (Якутия))» (Государственный контракт № 09/07 от 25.04.2007 г., филиал «Восточно-Якутский»). Усть-Нера, 2010. 303 с.

Оксман В. С., Суздалова Н. И., Краев А. А. Деформационные структуры и динамические обстановки формирования пород Верхне-Индигирского района. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005. С. 204.

Парфенов Л. М., Рожин С. С., Третьяков Ф. Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 90–102.

Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 571.

Фридловский В. Ю., Гамянин Г. Н., Полуфунтикова Л. И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Мало-Тарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 4. С. 39–52.

Сведения об авторах

Родионова Анастасия Владимировна

младший научный сотрудник, ИГГД РАН; бакалавр, студентка-магистрант, СПбГУ, st040687@student.spbu.ru

Войтенко Вячеслав Николаевич

кандидат геолого-минералогических наук, Институт наук о Земле СПбГУ, v.voitenko@spbu.ru

Rodionova Anastasia Vladimirovna

Junior Researcher, IPGG RAS; Master Student, SPbSU, st040687@student.spbu.ru

Voitenko Vyacheslav Nikolaevich

PhD (Geology & Mineralogy), Institute of Earth Sciences, SPbSU, v.voitenko@spbu.ru

А. А. Русак¹, А. А. Конышев^{2, 3}, И. А. Алексеев⁴

¹ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), Москва, Россия

³ Институт экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН (ИЭМ РАН), Черноголовка, Россия

⁴ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

ФАЗЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ ВЫСОКОДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО БАТОЛИТА

Аннотация

Представлены данные по поиску фаз-концентраторов редкоземельных элементов, ответственных за их вынос при образовании породы и проявление тетрад-эффекта в них. Тетрад-эффект — это нарушение нормального распределения редкоземельных элементов при нормировании на хондрит, проявленное в виде искажения спектра на четыре части (тетрады). Объект исследования — высокодифференцированные топазсодержащие граниты Салминского батолита, Южная Карелия.

Ключевые слова:

топазсодержащие граниты, граниты A-типа, тетрад-эффект, анортозит-рапакивигранитсодержащие комплексы.

A. A. Rusak¹, A. A. Konyshев^{2, 3}, I. A. Alekseev⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia

³ Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia

⁴ Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg, Russia

PHASES-CONCENTRATORS OF RARE EARTH ELEMENTS FROM HIGHLY DIFFERENTIATED GRANITES OF THE SALMI BATHOLITH

Abstract

The paper presents data on the search for concentrator phases of rare earth elements responsible for their removal in the formation of rocks and the manifestation of the tetrad effect. The tetrad effect is a violation of the normal distribution of rare earth elements when normalized to chondrite, manifested as a distortion of the spectrum into four parts (tetrads). The object of study is highly differentiated topaz-bearing granite of Salmi batholith, South Karelia.

Keywords:

topaz-bearing granite, A-type granite, tetrad effect, anorthosite-rapakivigranite complexes.

Введение

В природных объектах тетрад-эффект наблюдается как нарушение формы нормированного на хондрит спектра редкоземельных элементов (РЗЭ), выраженное в его разделении на четыре части (тетрады): La–Nd, Sm–Gd, Gd–Ho и Er–Lu (Fidelis, Siekierski, 1966). Выпуклые изгибы между конечными элементами тетрад называются М-тип, а вогнутые изгибы — W-тип (Masuda et al., 1987; Masuda, Ikeuchi, 1979). Возникновение этого эффекта связывают

с комплексообразованием в водной среде с участием не до конца заполненной электронной f-оболочки (Kawabe, 1992).

На характер спектров РЗЭ могут влиять различные летучие, водные и солевые компоненты (Попова и др. 2017; Бычков и др., 2012; Луканин, Дернов-Пегарев, 2010), содержащиеся во флюидной фазе, связанной с гранитным магматизмом. Появление спектров РЗЭ с выраженными тетрадными эффектами в гранитоидах нередко связывается с влиянием флюидов, содержащих комплексы РЗЭ с фтором (Irber, 1999). Образование комплексов РЗЭ в растворах добавляет ковалентный вклад в ионную химическую связь в такие комплексные соединения РЗЭ и влияет на форму тетрад-эффекта (Haas, 1995). Обычно данное проявление тетрад стремится к W-типу, а на магматической стадии проявлен M-тип.

Ранее в результате изучения спектров распределения РЗЭ в образцах высокодифференцированных гранитов Салминского батолита был обнаружен тетрад-эффект M-типа (Конышев, 2017).

Цель работы — обнаружение фаз-концентраторов РЗЭ, ответственных за образование тетрад-эффекта в породах, изучение распределения РЗЭ между фазами.

Геологический очерк

Салминский батолит относится к анортозит-рапакивигранитному комплексу пород (АРГК), большая часть которого в современном эрозионном срезе сложена гранитами-рапакиви. Он расположен в Южной Карелии, на восточном берегу Ладожского озера. Площадь батолита занимает около 4500 км², а длина — 125 км. Породы батолита представлены широким перечнем пород от габбро и анортозитов до Li-F гранитов, образовавшихся в период 1,53–1,547 млрд лет назад (Amelin et al., 1997).

Материал и методика исследований

В Питкярантском рудном районе были отобраны образцы гранитной серии пород, в том числе высокодифференцированные разности: Li-сидерофиллитовые топазсодержащие граниты и редкометалльные топаз-циннвальдитовые граниты (Li-F граниты). В результате полевых работ 2017 г. статистический материал по петрохимии пород был значительно расширен и представлен в работах (Konyshев et al., 2018; Конышев и др., 2020). В данной работе были рассмотрены минералы из трёх образцов пород: 230617-3 — топазсодержащей дайки Li-сидерофиллитовых гранитов, обнаженной в южном борту щебеночного карьера в куполе гнейсогранитов Люпикко; и 260617-2 и Sal4 — дайковых тел Li-F гранитов, секущих гнейсограниты Уксинского купола гнейсогранитов. Образец 260617-2 по концентрации РЗЭ является наиболее богатым по сравнению с остальными образцами Li-F гранитов (Конышев и др., 2020). Образец 230617-3 пространственно связан с массивными Li-сидерофиллитовыми гранитами.

Для изучения минеральных фаз-концентраторов РЗЭ изготавливались прозрачно-полированные шлифы пород для работ методами оптической микроскопии, также для этих целей выделялась монофракция топаза при помощи растворения породы в концентрированной HF или дробления породы с последующим отделением минералов высокой плотности в тяжелых жидкостях. Минеральные зерна монтировались на двусторонний скотч и заливались эпоксидной смолой, после чего полученная таким путем шашка полировалась при

помощи алмазных порошков с контролем глубины полировки методом оптической микроскопии. Полученная шашка в дальнейшем, во избежание искажения состава из-за микротекущий, изучалась точечными методами: рентгеноспектральным микронализом (RSMA — ИЭМ РАН, ГЕОХИ РАН), лазерной аблацией (LA-ICP-MS — ГЕОХИ РАН), а также вторичной ионной масс-спектрометрией (SIMS — ЯФ ФТИАН РАН). Все результаты по содержанию РЗЭ нормированы на хондрит по (Anders, Grevesse, 1989), результаты представлены на (рис. 1–3).

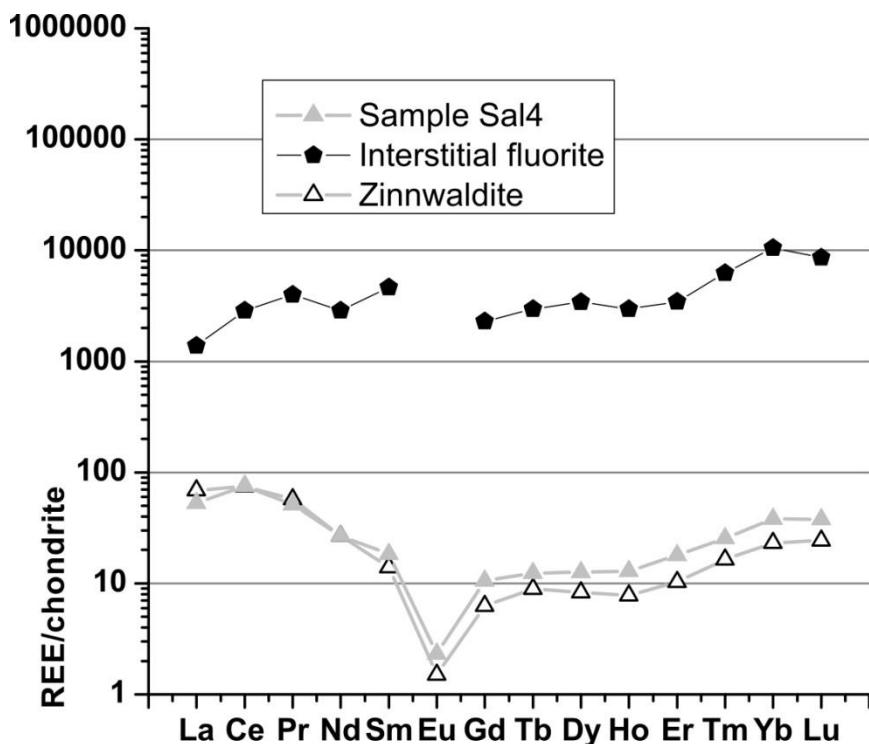


Рис. 1. Нормированные на хондрит спектры РЗЭ из минералов образца Li-F гранитов Sal4

Fig. 1. REE spectra from minerals of the sample of Li-F granites Sal 4, normalized to chondrite

Результаты и их обсуждение

Ранее нами было установлено (Konyshev et al., 2018; Конышев и др., 2020), что в ряду гранитных дифференциатов Bt-Amp граниты → Bt граниты → высокодифференцированные граниты (Li-сицидофиллитовые и редкометалльные Li-F циннвальдитовые граниты) повышается отношение количества тяжелых REE к легким (HREE/LREE). С ростом степени дифференциации гранитов происходит их общее обеднение по РЗЭ, небольшое увеличение содержания отмечено только для Er, Tm, Yb и Lu в Li-сицидофиллитовых гранитах. Li-F циннвальдитовые граниты заметно обеднены всеми REE относительно других пород. Общая тенденция увеличения содержаний HREE с возрастанием степени

дифференциации может быть связана с фракционированием полевых шпатов в процессе дифференциации, а также с привносом HREE в систему.

Из породообразующих минералов была проанализирована слюда из Sal4. Её нормированный спектр в целом повторяет спектр породы, хотя содержание РЗЭ в ней несколько ниже (рис. 1).

По литературным данным (Ясныгина, Рассказов, 2008), в спектрах РЗЭ породообразующих минералов редкометалльных гранитов также выявлен тетрад-эффект, причем в слюдах он выше, чем в полевых шпатах.

Интерстициональный флюорит из Sal4 имеет ураганные значения РЗЭ. В целом в третьей и четвертой тетрадах повторяет спектр породы, хотя тетрад-эффект несколько выше: $TE_3 = 1,22$ и $1,07$; $TE_4 = 1,48$ и $1,2$ соответственно, здесь и далее тетрад-эффект рассчитан по (Irber, 1999). Наблюдается вынос La и привнос Sm.

В бастнезитоподобном карбонате РЗЭ из образца 260617-2 тетрад-эффект выражен слабо, слабее чем в породе (рис. 2).

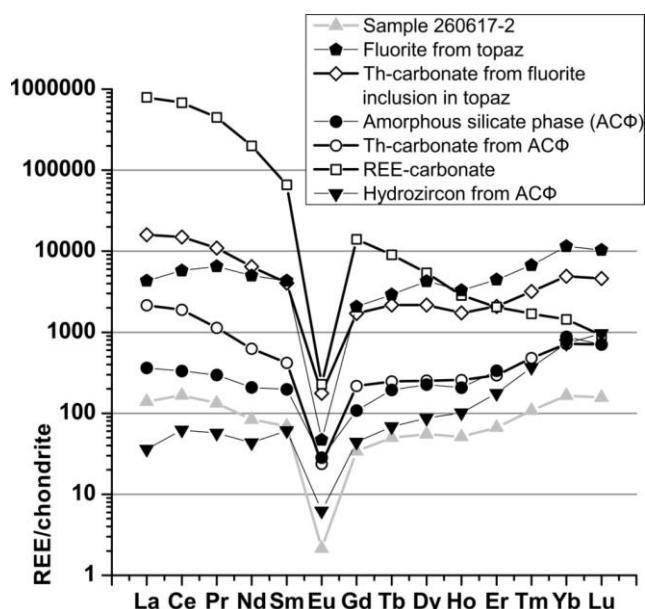


Рис. 2. Нормированные на хондрит спектры РЗЭ из минералов образца Li–F гранитов 260617-2

Fig. 2. REE spectra from minerals of the sample of Li–F granites 260617-2, normalized to chondrite

Во флюорите из включения в топазе из 260617-2 наблюдается такая же ураганная концентрация РЗЭ, что и для флюорита из образца Sal4, за исключением отсутствия привноса Sm. Тетрад-эффект проявлен также, как и в породе, за исключением третьей тетрады — несколько выше: $TE_3 = 1,35$, в породе 1,26.

Th-карbonаты были обнаружены во включениях аморфной силикатной фазы (далее АСФ) в топазе из 260617-2 и в АСФ с флюоритом, также находящейся в топазе из 260617-2. Нормированные спектры РЗЭ в этих Th-карбонатах в целом схожи, хотя наблюдается явно большая концентрация РЗЭ из Th-карбоната,

ассоциирующего с F-содержащей фазой (флюоритом). Тетрад-эффект в них в первой тетраде ниже, чем для породы $TE_1 = 1,26$ (у обоих), в то время как в породе он составляет 1,38. В третьей тетраде в Th-карбонате из АСФ тетрад-эффект значительно меньше, чем в породе, а в другом Th-карбонате он равен значению в породе $TE_3 = 1,06$ и 1,26 соответственно. В четвертой тетраде тетрад-эффекты в Th-карбонатах и породе практически равны: $TE_4 = 1,28, 1,27, 1,3$.

Стоит обратить внимание на то, что, будучи карбонатами, так же как и бастнезитоподобная разность, Th-содержащие карбонаты имеют спектр HREE, практически идентичный наблюдаемому в породе.

Спектр гидроциркона из включения с АСФ из 260617-2 в общем и целом характерен для цирконов — сильно приподнятое HREE-крыло нормированного спектра. В сравнении со спектром породы, HREE выше, а LREE ниже, а также наблюдается тетрад-эффект, характерный для породы, в первой тетраде тетрад-эффект несколько более выражен $TE_1 = 1,5$, а в породе 1,38.

АСФ, на состав которой изначально возлагались большие ожидания как на включение минералообразующей среды, способной выносить некоторые РЗЭ, приводя к образованию тетрад-эффекта в породе, показала спектр, характерный в целом для породы. Тетрад-эффект в АСФ, по сравнению с породой в первой тетраде, ниже, в третьей — выше, а в четвертой из-за технических ограничений, связанных с измерением содержаний Тм методом SIMS, определить тетрад-эффект не представляется возможным: $TE_1 = 1,14$ и 1,38; $TE_3 = 1,4$ и 1,26 соответственно.

Для включений бастнезитоподобных карбонатов во флюорите из образца 230617-3 в распределении нормированных спектров РЗЭ в общем наблюдается схожая картина, как и для подобных РЗЭ-карбонатов из образца 260617-2 (рис. 3).

Похожая картина наблюдается и для монацита. Значимый тетрад-эффект в них проявлен только в первой тетраде у монацита и одного из карбонатов.

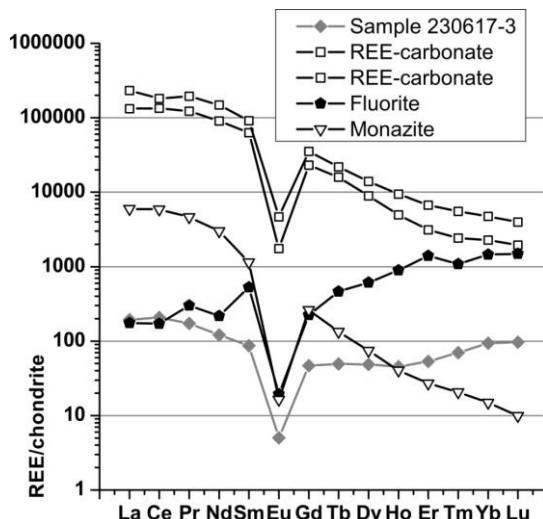


Рис. 3. Нормированные на хондрит спектры РЗЭ из минералов образца Li-сiderофиллитовых гранитов 230617-3

Fig. 3. REE spectra from minerals of the sample of Li-siderophyllite granites 230617-2, normalized to chondrite

Крайне интересным выглядит нормированный спектр флюорита из образца 230617-3, в котором РЗЭ-карбонаты были обнаружены. Нормальное распределение РЗЭ, характерное для породы, в нём нарушено, наблюдается привнос Pr, Sm, Er и тенденция к обогащению HREE в сравнении со спектром РЗЭ в породе, что не похоже на спектры флюоритов из 260617-2 и Sal4. Общее содержание РЗЭ во флюорите из 230617-3 на один порядок меньше значений из флюоритов из двух других пород.

Выводы

Резюмируя полученные результаты, можно заключить, что обеднение высокодифференцированных пород по LREE и относительное их обогащение HREE связано с кристаллизационной отсадкой полевых шпатов, РЗЭ-карбонатов и монацита в процессе кристаллизации расплава. Фазой-концентратором РЗЭ, вносящей основной вклад в их содержание в породах как когерентных элементов, судя по всему, является флюорит, так как он является наиболее распространённым из представленных минералов, способным содержать до 12500 ppm ΣРЗЭ. К сожалению, фаз-концентраторов РЗЭ, ответственных за их вынос и формирование тетрад-эффекта в нормированных спектрах пород, обнаружено не было. Повышенные концентрации по некоторым РЗЭ во флюорите и отличающийся спектр нормированных РЗЭ от такового в породе был обнаружен во флюорите из образца 230617-3, что требует дальнейшего исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 18-05-01101.

Литература

Бычков А. Ю., Матвеева С. С., Сущевская Т. М., Некрасов С. Ю., Игнатьев А. В. Изотопно-геохимические критерии режима фильтрации гетерогенных флюидов при формировании месторождений грейзеновой формации // Геохимия. 2012. № 11. С. 1058–1063.

Конышев А. А. Распределение РЗЭ в гранитах Салминского plutона: тетрад-эффект и его вероятные причины, связь с накоплением редких металлов // Материалы XXVIII Молодежной научной конференции памяти К. О. Кратца. СПб., 2017. С. 273–276.

Конышев А. А., Чевычелов В. Ю., Шаповалов Ю. Б. Два типа высокодифференцированных топазсодержащих гранитов Салминского батолита, Южная Карелия // Геохимия. 2020. № 1. С. 1–23. (В печати).

Луканин О. А., Дернов-Пегарев В. Ф. Распределение редкоземельных элементов между водно-хлоридной флюидной фазой и расплавом в процессе дегазации гранитных магм, вызванной снижением давления // Геохимия. 2010. № 10. С. 1–21.

Попова Ю. А., Матвеева С. С., Бычков А. Ю., Тарнопольская М. Е., Бычкова Я. В. Поведение лантаноидов при формировании минерализованных куполов на примере Спокойнинского месторождения (Забайкалье) // Геохимия. 2017. № 2. С. 178–185.

Ясныгина Т. А., Рассказов С. В. Редкоземельные спектры с тетрад-эффектом: проявление в палеозойских гранитоидах Окинской зоны Восточного Саяна // Геохимия. 2008. № 8. С. 877–880.

Amelin Yu. V., Larin A. M., Tucker R. D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // *Contrib Mineral Petrol.* 1997. Vol. 127. P. 353–368.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1989. Vol. 53. P. 197–214.

Fidelis I., Siekierski S. The regularities in stability constants of some rare earth complexes // *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry.* 1966. No. 28. P. 185–188.

Haas J. R., Shock E. L., Sassani D. C. Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. Vol. 59, No. 21. P. 4329–4350.

Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1999. Vol 63, No. 3/4. P. 489–508.

Masuda A., Kawakami O., Dohmoto Y., Takenaka T. Lanthanide tetrad effects in nature: Two mutually opposite types W and M // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1987. No. 21. P. 119–124.

Kawabe I. Lanthanide tetrad effect in the Ln^{3+} ionic radii and refined spin-pairing energy theory // *Geochem. J.* 1992. Vol 26. P. 309–335.

Konyshov A. A., Chevychelov V. Yu., Shapovalov Yu. B. Geochemical specifics of highly differentiated topaz-bearing granite of the Salmi batholith // *Doklady Akademii Nauk.* 2018. Vol. 483, No. 5. P. 1542–1546.

Masuda A., Ikeuchi Y. Lanthanide tetrad effect observed in marine environment // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1979. Vol. 13. P. 19–22.

Сведения об авторах

Русак Александра Андреевна

аспирант, МГУ им. М. В. Ломоносова, aleks7975@yandex.ru

Конышев Артем Александрович

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, ГЕОХИ РАН, ИЭМ РАН, icelopa@gmail.com

Алексеев Иван Александрович

кандидат геолого-минералогических наук, доцент, СПбГУ, I.Alekseev@spbu.ru

Rusak Alexandra Andreevna

Post-graduate Student, Lomonosov Moscow State University, aleks7975@yandex.ru

Konyshov Artem Aleksandrovich

PhD (Geology & Mineralogy), Researcher, GEOKHI RAS, IEM RAS, icelopa@gmail.com

Alekseev Ivan Aleksandrovich

PhD (Geology & Mineralogy), Associate Professor, SPbSU, I.Alekseev@spbu.ru

Т. В. Серавина, А. А. Конкина

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов (ФГБУ ЦНИГРИ), Москва, Россия

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВИНЦА И ЦИНКА СИБИРИ

Аннотация

Наиболее крупные докембрийские стратиформные месторождения свинца и цинка Сибири относятся к типу SEDEX. В настоящей работе рассматриваются месторождения в терригенно-карбонатных и карбонатных формациях как имеющие наибольшее распространение на территории РФ. Докембрийские стратиформные месторождения расположены в пределах следующих минерагенических зон: Ангаро-Большепитская (Горевское и др.), Прибайкальская (Таборное и др.), Кыллахская (Сардана), Приаргунская (Воздвиженское и др.).

Ключевые слова:

свинец, цинк, SEDEX, колчеданно-полиметаллические месторождения, минерагеническая зона, рудный район, геологические формации.

T. V. Seravina, A. A. Konkina

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals,
Moscow, Russia

FEATURES OF LOCALIZATION OF PRECEMBRIAN STRATIFORM DEPOSITS OF LEAD AND ZINK OF SIBERIA

Abstract

The largest Precambrian stratiform deposits of lead and zinc of Siberia belong to the SEDEX type. In this work, deposits in terrigenous-carbonate and carbonate formations are considered as having the greatest distribution on the territory of the Russian Federation. Precambrian stratiform deposits are located within the following mineralogic zones: Angaro-Bolshevitskaya (Gorevskoye and others), Pribaikalskaya (Tabornoye and others), Kyllakhskaya (Sardana), Priargunskaya (Vozdvizhenskoye and others).

Keywords:

lead, zinc, SEDEX, pyrite-polymetallic deposits, mineralogic zone, ore region, geological formations.

Наиболее крупные докембрийские стратиформные месторождения свинца и цинка Сибири относятся к типу SEDEX — в углеродисто-терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных формациях. Последние рядом исследователей выделяются в самостоятельный тип месторождений — MVT (Mississippi Valley-type). Общим для всех месторождений SEDEX является формирование в застойных обстановках осадконакопления окраинных и внутренних морей. Суммарные запасы свинца и цинка в докембрийских месторождениях составляют примерно 30 % по миру и 60 % по Российской Федерации. При этом добыча в РФ из месторождений фанерозоя и докембрия примерно равна 51 и 49 % соответственно. Добыча из докембрийских месторождений типа MVT составляет 100 %, поскольку группа типа SEDEX представлена одним Холдинским месторождением, освоение которого в настоящее время приостановлено, что является основным отличием МСБ РФ от мировой. В то же время в ряде регионов докембрийские углеродисто-терригенные и терригенные отложения пользуются широким распространением,

что является потенциалом заметного расширения МСБ за счет месторождений данного типа. В качестве примера приведем Ангаро-Большепитскую минерагеническую зону, в пределах которой выявлено Линейное месторождение в позднерифейских углеродисто-терригенных отложениях и ряд рудопроявлений.

В настоящей работе рассматриваются месторождения в терригенно-карбонатных и карбонатных формациях как имеющие наибольшее распространение на территории РФ. Докембрийские стратиформные месторождения расположены в пределах следующих минерагенических зон: Ангаро-Большепитская (Горевское, Блохинское, Линейное, Крутое Морянихинское, Меркурихинское и др.), Прибайкальская (Таборное, Хибilenское, Луговое и др.), Кыллахская (Сардана), Приаргунская (Воздвиженское, Савинское № 5, Акатуй и др.).

Рудоконтролирующими структурами служат локальные палеодепрессии высоких порядков. Основная масса рудной минерализации стратифицирована, поэтому можно повсеместно наблюдать тонкослоистые горизонты, локально развиты штокверковые и брекчевые руды, которые обычно маркируют участки рудоподводящих каналов (Викентьев, 2004). Большинство месторождений испытали деформации в связи со складчатостью, региональным или контактовым метаморфизмом, поэтому рудные залежи претерпели перекристаллизацию, частичную или даже полную мобилизацию.

Ангаро-Большепитская минерагеническая зона характеризуется развитием двух формационных комплексов: сухопитского (R_1-R_2) вулканогенно-терригенно-сланцевого и тунгусикского (R_3) вулканогенно-терригенно-карбонатного. Сухопитский комплекс является подрудным для свинцово-цинковых месторождений и по объему соответствует одноименной серии среднерифейских отложений (свиты кординская, горбилокская, удерийская и погорюйская), обнажающихся в юго-восточной части Сухопитского блока. Эта структура определяется также как Сухопитский антиклиниорий и горст-антиклиниорий (Кузнецов, 2016).

В составе сухопитского формационного комплекса выделяются две формации: вулканогенно-сланцевая и песчано-сланцевая (аспидная).

Вулканогенно-сланцевая формация по объему соответствует горбилокской свите. В составе формации преобладают две группы пород — сланцы и вулканиты. Однозначно определяется лишь сланцевая составляющая. Что же касается вулканитов, то они значительно изменены процессами метаморфизма и в связи с этим утратили многие свои первоначальные черты, что, хотя и значительно затрудняет их реконструкцию, но не исключает ее полностью.

Песчано-сланцевая (аспидная) формация. Для нее характерно монотонное ритмичное или неупорядоченное переслаивание глинистых и алевролито-глинистых сланцев и филлитов с кремнистыми алевролитами и реже кварцевыми мелкозернистыми песчаниками.

Тунгусикский формационный комплекс является рудовмещающим для месторождений свинца и цинка региона. В его составе выделяются следующие геологические формации: песчано-глинисто-сланцевая, углеродисто-кремнисто-карбонатная, вулканогенно-карбонатно-углеродисто-терригенная, терригенно-риолит-базальтовая (контрастная антидромная), углеродисто-известняковая (флишоидная), вулканогенно-терригенная и риолит-андезит-базальтовая (последовательная). Перечисленные формации тунгусикского комплекса

разделяются на формации поднятий, их склонов и прогибов и образуют латерально-вертикальные ряды.

Формации прогибов и склонов поднятий. Песчано-глинисто-сланцевая формация развита практически повсеместно, слагая основания разреза тунгусикского комплекса, в составе формации преобладает тонкое, неупорядоченное прерывистое, линзовидное переслаивание глинистых, алевритоглинистых сланцев и кварцитовидных алевролитов, реже мелкозернистых песчаников. Соотношение глинистой и алевролитовой составляющих может несколько варьировать как по разрезу, так и по латерали. Среди рассматриваемых отложений выделяется один обобщенный литотип, отвечающий обстановкам осадконакопления сублиторальной (неритовой) зоны. Формирование осадков происходило выше базиса волнения.

Вулканогенно-карбонатно-углеродисто-терригенная формация наиболее широко развита в северной части площади, где слагает Меркурихинскую, Морянихинскую и другие складчатые структуры. Здесь она и наиболее изучена по керну скважин. К ней приурочены Морянихинское месторождение и многие рудопроявления. Для формации характерна высокая фациальная изменчивость составляющих, особенно в ее нижней части. Тем не менее уверенно прослеживается ее двухчленное строение, позволяющее выделить две субформации — нижнюю и верхнюю. В составе нижней субформации преобладают карбонатные образования, а в верхней — глинисто-терригенные. В породах нередко фиксируется примесь нацело измененного (сертифицированного, хлоритизированного, карбонатизированного) эксплозивного материала. В составе разрезов нижней субформации выделяются следующие генетические типы: 1) биогермно-биостромовый тип водорослевых железистых доломитов; 2) хемогенный тиховодный тип доломитов и известняков; 3) механогенный (волной течениями) тип доломитовых и известняковых интракластитов.

В составе отложений верхней субформации выделяется один обобщенный генетический тип отложений — углеродистые пиритоносные сланцы застойных пелагических обстановок осадконакопления и ассоциирующие с ними карбонатно-глинистые отложения. Единичные маломощные слои карбонатно-глинисто-алевритовых турбидитов соответствуют элементам инъективного режима осадконакопления. Наиболее полно соответствует геологической и палеогеографической обстановке морского палеобассейна тип глубоководного эвксинского бассейна с органической циркуляцией, обусловленной существованием мелкодонного порога.

Углеродисто-кремнисто-карбонатная формация имеет постепенные переходы к подстилающей формации и вмещает Горевское месторождение. В составе отложений формации выделяются следующие генетические типы: хемогенные тиховодные пелагические карбонатные и углеродсодержащие глинистые отложения, хемогенные карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения со значительной долей экскальационного материала.

Наибольший интерес представляет верхняя сланцево-карбонатная субформация. Важной особенностью ее разреза является наличие хемогенных железомарганцевых карбонатных пород, фациально не выдержанных и замещающихся на коротком расстоянии кремнисто-известковистыми и доломитовыми отложениями.

Углеродисто-известняковая (флишоидная) формация сложена известняками, алевритоглинистыми известняками, слабоалевритистыми известняками, углеродсодержащими глинистыми известняками. Наиболее распространены слоистые (от микро- до толстослоистых), часто ритмично-слоистые породы с широким развитием градационной, косой слоистости.

В составе формации выделяются следующие генетические типы пород: 1) механогенные отложения карбонатного и силикатного состава, карбонатные турбидиты, тиховодные пелагические отложения силикатного состава, оползневые карбонатные отложения, брекчевые (осыпные), связанные с оползневыми процессами; 2) хемогенные тиховодные пелагические карбонатные отложения; 3) хемогенные со значительной долей эксгалакционного материала.

Формации поднятий. В этой обстановке образовались две последовательно сменяющих друг друга вулканогенных формации — контрастная и последовательная, приуроченные к палеоподнятиям. Ввиду плохой обнаженности и недостаточной изученности продуктов вулканической деятельности выделение двух формаций вулканогенного ряда является в достаточной мере условным.

Основываясь на наших исследованиях и работах Т. Я. Корнева, А. С. Аладымкина, Г. Н. Бровкова, В. Г. Пономарева, Ю. А. Забирова, В. В. Кузнецова, М. М. Лапшина и других, можно выделить следующие рудно-формационные типы месторождений.

1. Свинцово-цинковый стратиформный в карбонатных комплексах. Рудоносная геологическая формация — вулканогенно-карбонатно-углеродисто-терригенная и вулканогенно-терригенно-известково-доломитовая субформация. Рудовмещающие палеоструктуры — биогермные постройки на склонах палеоподнятий. В пределах формации выделяется два минеральных типа месторождений: галенит-сфалеритовый в силицит-доломитовых и кремнисто-доломитовых породах и пирит-галенит-сфалеритовый в доломитовых, глинисто-доломитовых и известково-доломитовых породах. Представители формации: Морянихинское, Меркурихинское, Крутое, Сухопитское, Токминское и другие месторождения и рудопроявления.

2. Колчедансодержащий цинково-свинцовый в кремнисто-карбонатных комплексах. Рудоносная формация — углеродисто-кремнисто-карбонатная, сланцево-карбонатная субформация. Рудовмещающие структуры — палеовпадины между палеоподнятиями. Минеральные типы месторождений — (пирит-пирротин)-сфалерит-галенитовый в сидеритовых и силицит-сидеритовых породах и пирит-(пирротин)-галенит-сфалеритовый в силицитовых, доломит-силицитовых и сидерит-силицитовых породах. Примерами месторождений могут служить Горевское, Пихтовое, Блохинское и др.

3. Колчеданно-полиметаллический в терригенных комплексах. Рудоносная формация — вулканогенно-карбонатно-углеродисто-терригенная, вулканогенно-карбонатно-терригенно-углеродисто-сланцевая субформация. Рудовмещающие структуры — палеовпадины в присклоновых частях палеопрогибов. Минеральные типы месторождений — галенит-сфалерит-пиритовый в глинисто-углеродистых, кремнисто-углеродистых породах и сфалерит-халькопирит-пиритовый в вулканогенно-углеродистых и вулканогенно-углеродисто-кремнистых породах. Примеры месторождений — Линейное, Лимонитовое и Подлунное.

Прибайкальская минерагеническая зона представляет собой линейную зону, определяющуюся выходами на поверхность пород позднерифейского возраста, которые относятся к байкальскому формационному комплексу. Подстилающими отложениями служат породы среднепротерозойской вулканогенной формации. Галенит-сфалерит-флюоритовые стратиформные месторождения характерны для всех геологических формаций, слагающих формационный комплекс. Особенности стратиформного оруденения определяются особенностями геотектонического развития Байкальской складчатой области в позднем протерозое (Кузнецов, Серавина, 2019).

В пределах Прибайкальской минерагенической зоны выделяются четыре рудных района: Ульканский, Сарминский, Ушаковский и Западный. Все значимые стратиформные свинцово-цинковые месторождения находятся в пределах Ульканского рудного района, площадь которого определяется развитием пород Байкальского формационного комплекса, приуроченных к палеопрогибу и флексурообразной складке рудовмещающих пород.

В пределах Байкальского формационного комплекса выделяются следующие геологические формации.

1. Сланцево-доломитовая, разрез которой имеет трехчленное строение. Низы разреза формации сложены глинисто-серийт-хлоритовыми и алевролитовыми породами с прослойями известняков, средняя часть — кристаллическими доломитами и песчаниками, а верхняя — онколитовыми доломитами с прослойями песчаников, что указывает на существование в это время биогермных построек.

2. Сланцево-карбонатная. В низах разреза формации преобладают глинистые сланцы и алевролиты, в подчиненном количестве наблюдаются известковистые доломиты и доломиты, верхняя часть разреза сложена строматолитовыми известняками с прослойями алевролитов. Здесь, как и в предыдущей формации, существовали биогермные постройки.

3. Алеврито-песчаниково-сланцевая. В ее составе основное значение имеют алевролиты, песчаники и сланцы, с незначительными прослойями глинистых доломитов.

Перекрывает разрез байкальского комплекса алеврито-песчаниково-гравелитовая формация, имеющая отчетливо трехчленное строение: верхняя и нижняя части — грубообломочные, а средняя — алевритоглинистая.

Свинцово-цинковые с флюоритом месторождения имеют пластовую форму рудных тел и локализованы в пределах сланцево-доломитовой и сланцево-карбонатной формаций непосредственно на склонах биогермных построек. Образование рудовмещающих формаций происходило в прибрежно-мелководных условиях замкнутых лагун, образованных в унаследованных впадинах (Тычинский и др., 1984).

В пределах наиболее хорошо изученных месторождений (Таборное, Хибilenское, Анайское, Луговое, Ирельское и др.) отмечается ритмичное строение рудовмещающих формаций, которое фиксируется в разрезе наличием циклов осадконакопления. Трангрессивная часть циклов представлена известняками, доломитами, доломитовыми известняками, а регрессивная — терригенными породами. Характерной особенностью размещения свинцово-цинкового оруденения является его отчетливая связь с ритмичным характером напластования пород, что обусловило многоярусное строение руд (Алексеев,

1975). Наиболее мощные и богатые рудные тела приурочены к зонам контактов карбонатных, высокоуглеродистых терригенных пород и талькитов.

Преобладают руды массивной и слоистой текстуры, а прожилково-вкрапленные фиксируют зоны подводящих каналов. Свинцово-цинковое оруденение — первично-гидротермально-осадочное, претерпевшее значительные изменения на стадии регионального метаморфизма.

Свинцово-цинковое оруденение *Кыллахской минерагенической зоны* локализовано в карбонатных породах, преимущественно в доломитах верхнеюдомской подсвиты венда. Для месторождений рудовмещающей является глинисто-доломито-известняковая формация, в которой соотношение литологических разностей равно соответственно 10, 40 и 50 %. Рудные тела залегают в сахаровидных доломитах матасоматического происхождения. Преобладающий тип руд — галенит-сфалеритовый (Добровольская, Шадлун, 1974).

Приаргунская минерагеническая зона. К древним образованиям Приаргунья относятся слюдистые сланцы, кварциты, мрамора, мигматиты, слагающие отдельные небольшие блоки в юго-восточной части района. Значительно шире здесь развиты гнейсо-граниты и гранитоиды. Большинство исследователей относит эти образования к верхнему архею — протерозою. В позднем протерозое в Забайкалье и на сопредельной территории на позднеархейском и раннепротерозойском (рифейском) фундаменте был заложен обширный морской бассейн, где вплоть до позднего кембрия накапливались терригенно-карбонатные и карбонатные формации с толщами пестроцветных пород в верхах разреза. В конце раннего палеозоя произошел орогенез, гранитообразование, и в Приаргунской зоне, и в Верхнем Приамурье наступил, начиная с ордовика, режим «массивов» (Амантов и др., 1966). Позднепротерозойские-верхнекембрийские формации широко распространены в Приаргунской минерагенической зоне, протягиваясь вдоль р. Аргун в виде прерывистой полосы более чем на 150 км. В рассматриваемом районе к карбонатным формациям этого этапа приурочена основная часть свинцово-цинково-колчеданных месторождений в терригенно-карбонатных породах Нерчинско-Заводского (Приаргунского) типа. Венд-кембрийские месторождения Приаргунской МЗ приурочены к вулканогенно-карбонатно-терригенному формационному комплексу венда — нижнего кембрия, который подразделяется на две формации: нижнюю — углеродисто-карбонатно-терригennую (V) и верхнюю — углеродисто-терригенно-карбонатную (\mathbb{E}_{1-2}).

Углеродисто-карбонатно-терригенная формация сложена углеродисто-глинистыми, кварцево-слюдистыми алевролитами, метаморфизованными песчаниками и алевролитами или ритмичной пачкой, состоящей из чередования терригенных и карбонатных отложений.

Углеродисто-терригенно-карбонатная формация является наиболее продуктивной для оруденения, сосредоточившей в себе более 90 % запасов свинца и цинка, и представлена переслаивающимися пачками водорослевых и кремнистых доломитов и хемогенных известняков с прослойями глинистых сланцев и алевролитов, линзами осадочных карбонатных брекчий, реже конгломератов. В средней части разреза отмечается флишоидная толща, сложенная глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с прослойями известняков, доломитов кремнистых пород и туфопесчаников. В Нерчинско-Заводском рудном районе в составе субформации преобладают доломиты,

доломитовые известняки и известняки с прослойками глинистых и мергелистых и углеродистых алевролитов.

Отложения формаций относятся к следующим генетическим типам пород:

- 1) механогенные отложения карбонатного и силикатного состава, карбонатные турбидиты, тиховодные пелагические отложения силикатного состава, оползневые карбонатные отложения, брекчевые, связанные с оползневыми процессами;
- 2) хемогенные тиховодные пелагические карбонатные отложения;
- 3) хемогенные со значительной долей экспансионного материала.

В разрезе формаций трудно выделить значительные участки, сложенные только одним из перечисленных типов отложений, удается наметить только преобладание одного из них. Характерной особенностью турбидитов является присутствие значительных количеств мелко-, тонкообломочного карбонатного материала в составе градационных ритмов. Появление здесь турбидитов указывает на общий глубоководный характер всех ее отложений. Судя по размерности обломочной фракции градационных серий, турбидиты относятся к дистальному типу. Часть их отлагалась, по-видимому, из низкоплотностных мутьевых потоков. К тиховодным пелагическим отложениям силикатного состава относятся углеродсодержащие глинистые, алевритоглинистые сланцы. Причем алевритовая составляющая в отложениях обязана своим происхождением золотому выносу зеленого в минералогическом отношении кварцевого материала. Одновременное обогащение сланцев углеродистым планктоногенным и золотым кварцевым материалами свидетельствует о сравнительно низких скоростях общего осадконакопления во время формирования отложений. Оползневые карбонатные отложения фациально связаны с карбонатными турбидитами, имеют в целом незначительное развитие, указывая на непосредственную близость склона или на существование крупных положительных аккумулятивных форм рельефа (турбидитные конусы выноса). Брекчевые отложения фациально сочленены с оползневыми отложениями и турбидитами. Хемогенные тиховодные пелагические отложения соответствуют литотипу кристаллически-зернистых, «массивных» известняков с равномерно распределенной терригенной алевритоглинистой примесью. Хемогенные отложения со значительной долей экспансионного материала соответствуют литотипу железистых, кремнистых доломитов.

Вулканогенно-карбонатно-терригенный формационный комплекс является рудовмещающим для колчеданно-свинцово-цинкового оруденения приаргунского (нерчинско-заводского) рудно-формационного типа, в пределах которого выделяются минеральные типы месторождений — существенно цинковый, существенно свинцовый и свинцово-цинковый, образующие вертикально-латеральные ряды, связанные с фациальными особенностями рудовмещающего разреза.

Углеродисто-карбонатно-терригенная формация включает в себя существенно цинковый тип с соотношением $Pb : Zn = 1,0 : (2,2-4,0)$. Наиболее представительными являются месторождения Савинское № 5 и Ивановское. В рудоносной части разреза Савинского № 5 принимает участие углеродистая известково-алевролитовая толща, к флангам наблюдается сокращение углеродистой составляющей. Оруденение Ивановского месторождения приурочено к карбонатно-сланцевому составу разреза толщи, прорванному штоками и дайками ундинского позднепалеозойского (поздняя пермь), шахтаминского, нерчинско-заводского и кукульбейского рудоносных

магматических комплексов кислого, субщелочного и основного состава. В различных рудных районах присутствуют более мелкие месторождения и рудопроявления свинцово-цинкового типа (Кличкинское и др.).

В углеродисто-терригенно-карбонатной формации выделяются два преобладающих минеральных типа: существенно свинцовый и свинцово-цинковый.

В разных рудных районах существенно свинцовый тип (Кадаинское, Акатуевское и др.) с соотношением $Pb : Zn = (2,0-13,0) : 1,0$ локализуется в породах нижнего кембрия и преобладает над месторождениями и мелкими рудопроявлениями свинцово-цинкового типа (Покровское и др.). Месторождения данного типа характеризуются высокими содержаниями золота и серебра. Наиболее богатыми объектами являются Акатуевское ($Au 2-2,5 \text{ г/т}; Ag 243 \text{ г/т}$) и Ируновское ($Au 1,03 \text{ г/т}, Ag 182,8 \text{ г/т}$).

Выше по разрезу субформации выделяется свинцово-цинковый тип с примерно равным содержанием свинца и цинка (Михайловское, Воздвиженское и др.). В отличие от вышеупомянутых минеральных типов, свинцово-цинковый имеет повсеместное распространение в вертикально-латеральном ряду. Характерным является высокое содержание серебра (в среднем 120 г/т).

В целом месторождения Приаргунского типа содержат высокие содержания серебра, а содержания золота распределены неравномерно. Вероятно, повышенная золотоносность ряда месторождений (Ивановское, Акатуевское, Центральное, Ируновское) связана с близостью зон подводящих каналов и поздним привносом золота в ассоциации с шерловым турмалином.

Месторождения локализованы в углеродисто-карбонатно-терригенной формации венского возраста, которая представлена на месторождениях горизонтом переслаивания углеродсодержащих известняков и алевролитов, с преобладанием алевролитов. Алевролиты представляют собой углеродистые породы с содержанием $C_{opr} 0,8-5,8 \%$ и известковистостью до 12 %. Известняки также углеродистые, содержание C_{opr} до 4,5 %, при среднем 1,2-1,7 % (Кузнецов и др., 2018). Рудные тела залегают согласно напластованию вмещающих пород в пологой палеовпадине. Отчетливо выделяется зона подводящего канала, главной рудоконтролирующей структурой для которого является субмеридианальный Цаган-Золотуевский разлом и оперяющая его серия субмеридиональных и северо-восточных разломов, представленных зонами тектонических брекчий мощностью 10-20 м.

Месторождения локализованы в терригенно-карбонатной формации кембрийского возраста, которая представлена известняками с прослойями углеродистых алевролитов и доломитов. Алевролиты представляют собой углеродистые породы с содержанием $C_{opr} 0,8-5,8 \%$ и известковистостью до 10 %. Рудные тела залегают согласно напластованию вмещающих пород в пологой палеовпадине и приурочены к kontaktам известняков с доломитами и углеродистыми алевролитами. Для месторождений характерны секущие рудные тела, контролируемые разрывными нарушениями северо-западного направления, которые характеризуют канальную зону.

Литература

Алексеев Д. Н. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение Забайкалья и Прибайкалья // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 5. С. 93-102.

Амантов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии // Изв. Забайк. фил. Геогр. общества СССР. 1966. Т. 2, вып. 4.

Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

Добровольская М. Г., Шадлун Т. Н. Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд. М.: Наука, 1974. 240 с.

Кузнецов В. В. Геолого-генетические основы прогноза и поисков полиметаллических месторождений Сибири // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов — состояние и перспективы. М., 2016. С. 34–35.

Кузнецов В. В., Брель А. И., Богославец Н. Н., Елишина С. Л., Кузнецова Т. П., Серавина Т.В. Металлогения Приагрунской структурно-формационной зоны // Отечественная геология. 2018. № 2. С. 32–43.

Кузнецов В. В., Серавина Т. В. Прогноз и поиски месторождений свинца и цинка в вулканогенных (VMS) и терригенно-карбонатных ассоциациях (SEDEX) // Новые идеи в науках о Земле. 2019. Т. 2. С. 173–176.

Тычинский А. А., Акульшина Е. П., Баулина М. В. Прибайкальский полиметаллический рудный пояс. Новосибирск: Наука, 1984. 135 с.

Сведения об авторах

Серавина Татьяна Валерьевна

кандидат геолого-минералогических наук, заместитель заведующего отделом цветных металлов, Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ ЦНИГРИ), tanyaseravina@gmail.com

Конкина Анастасия Александровна

ведущий инженер отдела цветных металлов, Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ ЦНИГРИ), akonkina@tsnigri.ru;

Seravina Tatiana Valerjevna

PhD (Geology & Mineralogy), Deputy Head of the Department of Non-ferrous Metals, Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, tanyaseravina@gmail.com

Konkina Anastasia Alexandrovna

Leading Engineer of the Department of Non-ferrous Metals, Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, akonkina@tsnigri.ru

О. Ф. Сидельникова¹, Ю. А. Михайлова²

¹ Мурманский государственный технический университет, Апатиты, Россия

² Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ПОЙКИЛИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Аннотация

В составе Ловозерского щелочного массива присутствуют ксенолиты, сложенные разнообразными породами, которые выделяются исследователями в качестве самостоятельного комплекса-плутона II. Породы, составляющие данный комплекс, весьма разнообразны и имеют отличительные черты, благодаря которым можно восстановить их природу. В этой статье приведена петрографическая характеристика некоторых разновидностей пород данного комплекса и сделано предположение о их метасоматическом происхождении.

Ключевые слова:

Ловозерский щелочной массив, пойкилитовые нефелиновые сиениты, метасоматоз.

O. F. Sidelnikova¹, J. A. Mikhailova²

¹ Murmansk State Technical University, Apatity, Russia

² Geological Institute of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

PETROGRAPHY AND PROBLEM OF GENESIS OF POIKILITIC NEPHELINE SYENITE OF THE LOVOZERO ALKALINE MASSIF

Abstract

The Lovozero Alkaline Massif contains bodies of various rocks which are identified by researchers as an individual complex-pluton II. The rocks of this complex are very diverse and have specific features thanks to which their nature can be restored. This article provides the petrography characteristic of some varieties of rocks of this complex and speculate about their metasomatic origin.

Keywords:

Lovozero Alkaline Massif, poikilitic nepheline syenite, metasomatism.

Ловозерский щелочной массив расположен в центральной части Кольского полуострова и представляет собой лакколитообразное тело (Буссен, Сахаров, 1967) возрастом 360–370 млн лет (Kramm, Kogarko, 1994). Контакт с вмещающими архейскими гнейсами резкий, и контактные изменения наиболее интенсивно проявлены в интрузии (Власов и др., 1959). Площадь Ловозерского массива составляет 587 км², форма в плане близка к прямоугольнику со скругленными углами (Буссен, Сахаров, 1972).

Массив состоит из двух крупных комплексов — дифференцированного (внизу разреза) и эвдиалитового (наверху). Дифференцированный комплекс занимает 77 % объема массива (рис. 1) и представлен протяженными субгоризонтально залегающими слоями (ритмами) луявитов-фойяитов-урититов. (Власов и др., 1959). Дифференцированный комплекс перекрыт монотонной толщей нефелиновых сиенитов (луявитов), обогащенных минералами группы эвдиалита — эвдиалитовым комплексом (рис. 1) (Буссен, Сахаров, 1972).

В составе Ловозерского массива присутствуют тела катализированных и метаморфизованных пород первой фазы внедрения, жильные и жилоподобные тела мурманитовых и других порфировидных луярритов, комплекс щелочных лампрофиров, а также ксенолиты девонских вулканогенно-осадочных пород и архейских гнейсов и гранито-гнейсов (Буссен, Сахаров, 1967, 1972).

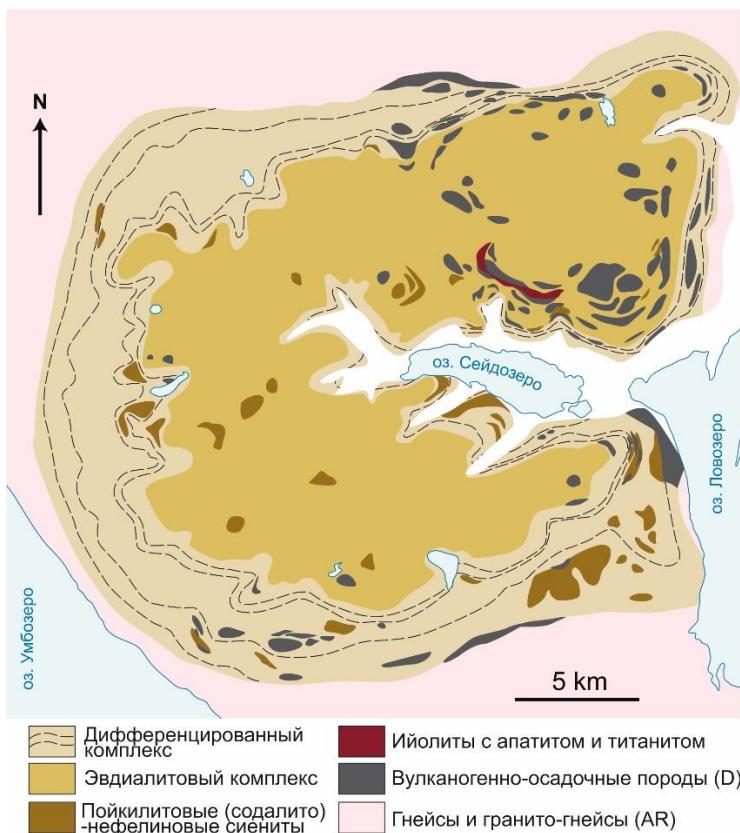


Рис. 1. Геологическая схема Ловозерского щелочного массива (по Буссен и Сахаров, 1972, с упрощениями)

Fig. 1. The geological scheme of the Lovozero Alkaline Massif (according to Bussen and Sakharov, 1972, simplified)

Важной особенностью Ловозерского массива является наличие многочисленных ксенолитов, сложенных комплексом пород (комплекс-плутон II, по Буссен и Сахарову (1972)), среди которых преобладают пойкилитовые (содалито)-нефелиновые сиениты. В этих породах зерна фельдшпатоидов включены в кристаллы калиевого полевого шпата, обуславливая необычную структуру — пойкилитовую. В состав комплекс-плутона II в подчиненном количестве также входят порфировидные и неравномернозернистые нефелиновые сиениты. Все эти разновидности связаны между собой постепенными переходами.

Данный комплекс пород исследователи традиционно относят к наиболее ранним щелочным образованиям массива. Исходная площадь, занимаемая этими породами, была примерно равна площади массива. Внедрение следующих фаз

(дифференцированного и эвдиалитового комплексов) привело к тому, что породы комплекс-плутона II были разбиты на отдельные ксенолиты (Буссен, Сахаров, 1967).

Пойкилитовые (содалито)-нефелиновые сиениты образуют округлые, линзо- и реже жилообразные тела. Границы тел отчетливы и резки (рис. 2, *a*, *b*).



Рис. 2. Контакт пойкилитовых (содалито)-нефелиновых сиенитов (1) и вмещающих пород эвдиалитового комплекса (2)

Fig. 2. Contact of poikilitic (sodalite)-nepheline syenite (1) and host rocks of the eudialyte complex (2)

На рисунке 2, *a* луявриты существенно обогащены эвдиалитом, а в 10 см от контакта присутствуют мономинеральные эгириновые прослои. На представленном участке обтекание контакта трахитоидностью луявритов проявлено слабо. Однако случаи отчетливого обтекания были отмечены в пределах гнездовых тел пойкилитовых (содалито)-нефелиновых сиенитов диаметром до 80 см (рис. 3).



Рис. 3. Тело пойкилитовых (содалито)-нефелиновых сиенитов среди эвдиалитовых луявритов

Fig. 3. The body of poikilitic (sodalite)-nepheline syenite among eudialyte-rich lujavrite

Породы комплекс-плутона II весьма разнообразны и присутствуют внутри дифференцированного и эвдиалитового комплексов в виде ксенолитов. В этой статье приведена характеристика пород из двух ксенолитов, расположенных в толще пород эвдиалитового комплекса. Материалом для исследования послужил керн скважин, пробуренных в районе горы Аллуайв.

Для петрографической классификации пород применена классификация QAPF Международного союза геологических наук [Le Maitre, 2002]. Использовались модальные соотношения следующих составляющих: A — калиевый полевой шпат и альбит, F — фельдшпатоиды, M' — темноцветные минералы.

В изученных породах $A = 50\text{--}70\%$, $F = 15\text{--}35\%$ и $M' = 10\text{--}25\%$. Из приведенных соотношений следует, что породы относятся к фоидолитам (ийолитам) и нефелиновым сиенитам (фойяитам). В породах первого ксенолита диагностирована пойкилитовая структура, обусловленная присутствием кристаллов калиевого полевого шпата с включениями фельдшпатоидов (рис. 4, *a, б*). Калиевый полевой шпат представлен идиоморфными таблитчатыми зернами размером до 2–3 см с крупными перититовыми вростками альбита (также встречаются криптоперититы). Нередко альбит образует самостоятельные зерна до 3 мм. Учитывая взаимоотношения и коррозионные границы с зернами других минералов можно предположить, что породы претерпели альбитизацию (рис. 4, *в, г*).

Фельдшпатоиды в данных породах представлены нефелином и содалитом. Нефелин образует квадратные и изометричные зерна (рис. 4, *д, е*) неправильной формы размером от 0,1 до 12 мм, иногда содержит внутри зерна содалита. В некоторых случаях по периферии зерен присутствуют каймы пластинчатых сростков минерала из группы цеолита.

Содалит, в свою очередь, также образует изометричные зерна размером от 0,7 мм до 10 мм. Кроме того, отмечены изгибающиеся зерна с неровными краями (рис. 4, *д, е*). В интерстициях между зернами нефелина, содалита и калиевого полевого шпата развивается эгирин в виде отдельных призматических индивидов и веерообразных сростков, размер которых составляет порядка 3–6 мм.

Породы второго ксенолита похожи на породы первого, но присутствуют некоторые особенности, которые все же в значительной степени отличают их. Первое отличие заключается в присутствии реликтов диопсида и авгита (рис. 5, *а*) — кальциевых пироксенов, которые в Ловозерском массиве встречаются только в вулканогенно-осадочных породах ловозерской свиты (базальтах, их туфах и туффитах). Во-вторых, пойкилитовая структура этих пород сформировалась в результате метасоматоза (нефелинизации).

Аксессорная минерализация в породах второго ксенолита приурочена к эгирину и представлена следующими минералами: паракелдышит, титанит, ильменит, циркон, бадделеит, фторапатит и минералы группы эвдиалита. Перечисленные минералы образуют (поли)зональные сегрегации (Михайлова и др., 2019). Например, в породах отмечен циркон, обрастающий паракелдышитом (рис. 5, *б*), что указывает на нарастании щелочности. Примечательно то, что подобный набор аксессорных минералов упоминается у И. В. Буссена и А. С. Сахарова (1972) в качестве характерной минерализации для всех пород комплекс-плутона II: циркон, титанит, ильменит, эвдиалит, энigmatит, астрофиллит и келдышит. Но циркон, титанит и ильменит — минералы миаскитовой ассоциации, в то время как эвдиалит, энigmatит, астрофиллит и келдышит — агпайтовой (Marks et al., 2011). Такой набор минералов не мог одновременно образоваться в ходе какого-то одного процесса и, скорее всего, является признаком щелочного метасоматоза.

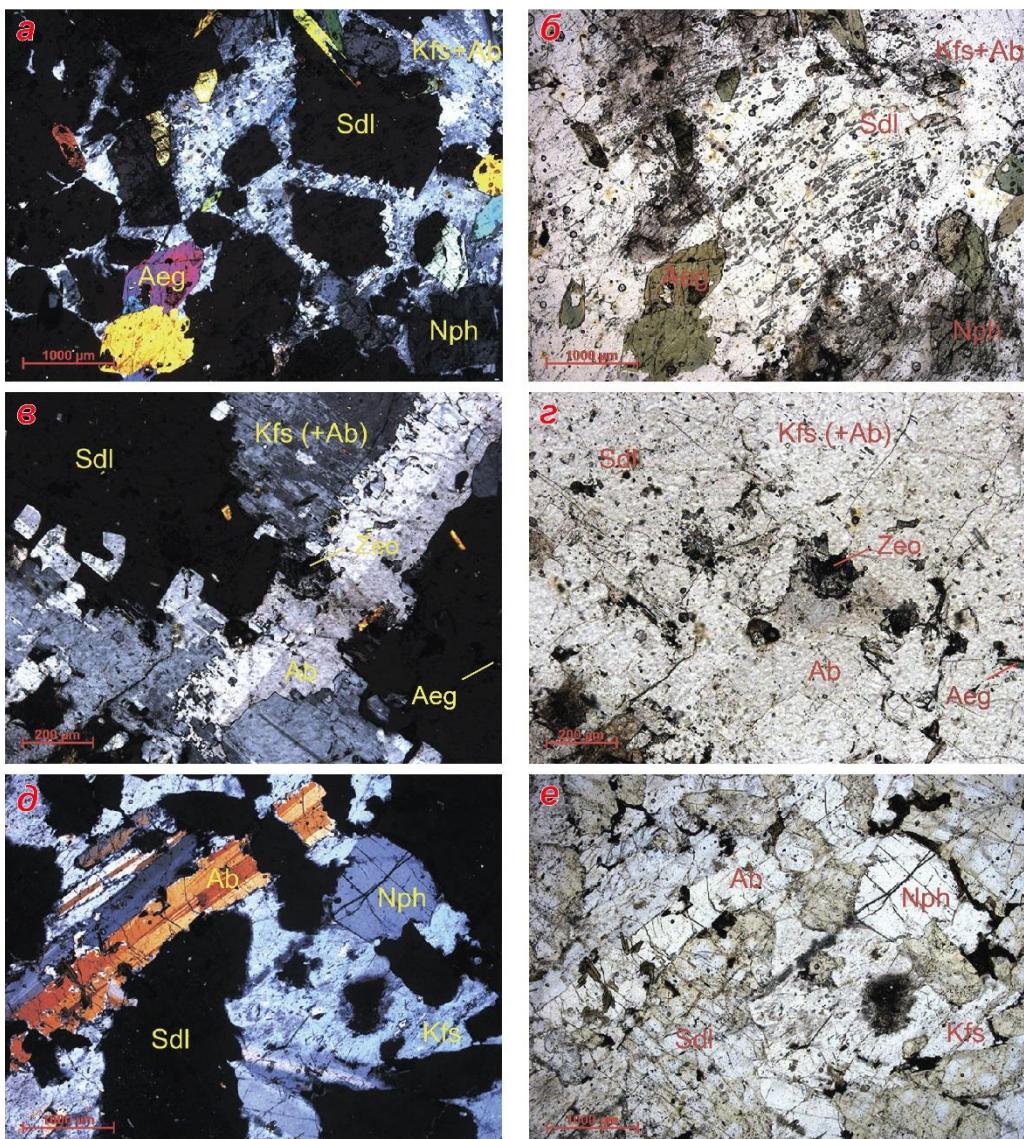


Рис. 4. Фото комбинированных шлифов 154/163 и 154/153 в проходящем свете, слева — с анализатором, справа — без анализатора:

а, б — участок крупного зерна полевого шпата — пойкилитовая структура;
в, г — альбитизация калиевого полевого шпата; д, е — включения содалита
и нефелина в альбитизированном калиевом полевом шпате.

Ab — альбит, Aeg — эгирин, Kfs — калиевый полевой шпат, Nph — нефелин,
Sdl — содалит, Zeo — цеолит

Fig. 4. Photos of thin polished sections 154/163 and 154/153 in transmitted light, on the left — with the analyzer, on the right — without the analyzer:

а, б — section of coarse grain of alkali feldspar — poikilitic texture;
в, г — albitization of alkali feldspar; д, е — inclusions of sodalite and nepheline
in albitized alkali feldspar. Ab — albit, Aeg — aegirine, Kfs — alkali feldspar,
Nph — nepheline, Sdl — sodalite, Zeo — zeolite

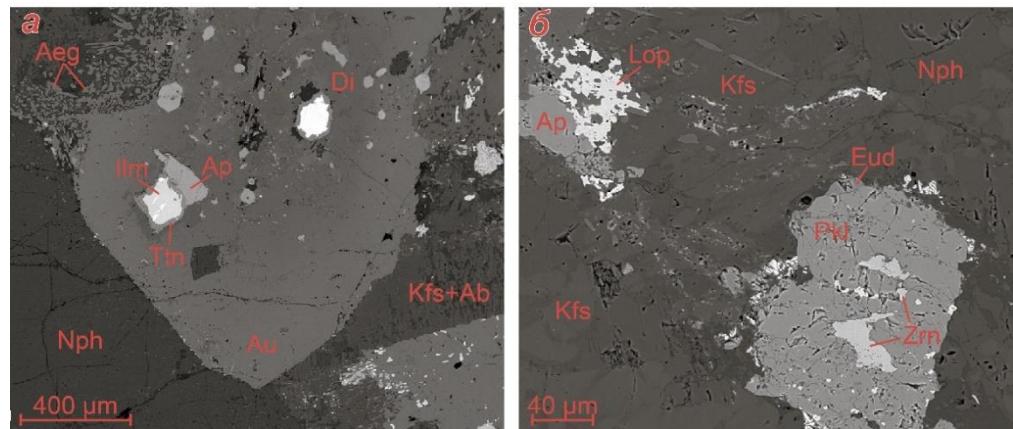


Рис. 5. Фото комбинированных шлифов в обратно рассеянных электронах (фото Я. А. Пахомовского, ГИ КНЦ РАН):

а — реликты диопсида и авгита в образце 156/77; *б* — кайма паракелдышита и эвдиалита вокруг циркона в образце 156/89. Ab — альбит, Aeg — эгирин, Ap — фторапатит, Au — авгит, Di — диопсид, Eud — минерал группы эвдиалита, Ilm — ильменит, Kfs — калиевый полевой шпат, Lop — лопарит, Nph — нефелин, Pkl — паракелдышит, Ttn — титанит, Zrn — циркон

Fig. 5. BSE-image (Ya. A. Pakhomovsky, GI KSC RAS):
a — relicts of diopside and augite in sample 156/77; *б* — accessory minerals in sample 156/89. Ab — albite, Aeg — aegirine, Ap — fluorapatite, Au — augite, Di — diopside, Eud — mineral of the eudialyte group, Ilm — ilmenite, Kfs — alkali feldspar, Lop — loparite, Nph — nepheline, Pkl — parakeldyshite, Ttn — titanite, Zrn — zircon

Пойкилитовый полевой шпат, характерный для пород комплекс-плутона II Ловозерского массива, является также породообразующим минералом рисчорритов Хибинского массива (рис. 6, *а*, *б*). В этих породах крупные (до 20 см) изометричные пойкилокристаллы ортоклаза с включениями нефелина, кальсиита и темноцветных минералов располагаются в мелко-среднезернистой массе идиоморфных зерен нефелина. Последние скементированы, главным образом, эгирином и калийарфведсонитом (Иванюк и др., 2009).

Генезис рисчорритов был весьма неоднозначным. Комплекс рисчорритов рассматривался с позиции двух субфаз, следовавших одна за другой, с последующим формированием двух интрузий — кольцевой и неполнокольцевой, составляя в общем объеме сложный интрузивный комплекс вблизи центральной части Хибинского массива (Галахов, 1959). Однако И. П. Тихоненков, проведя детальные минералогические исследования, установил, что данные породы образовались в результате K-Si-метасоматоза с формированием зон альбитизации (Тихоненков, 1963). Рисчорриты характеризуются наличием таких акцессорных минералов как эвдиалит, лампрофиллит и ломоносовит, которые могут быть приняты в качестве индикаторов геохимической специфики эволюции метасоматических процессов, а также характера первоначального субстрата (Агеева, 2002). Рисчорриты Хибинского массива — аналоги пойкилитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива с позиции минерального состава и структуры.

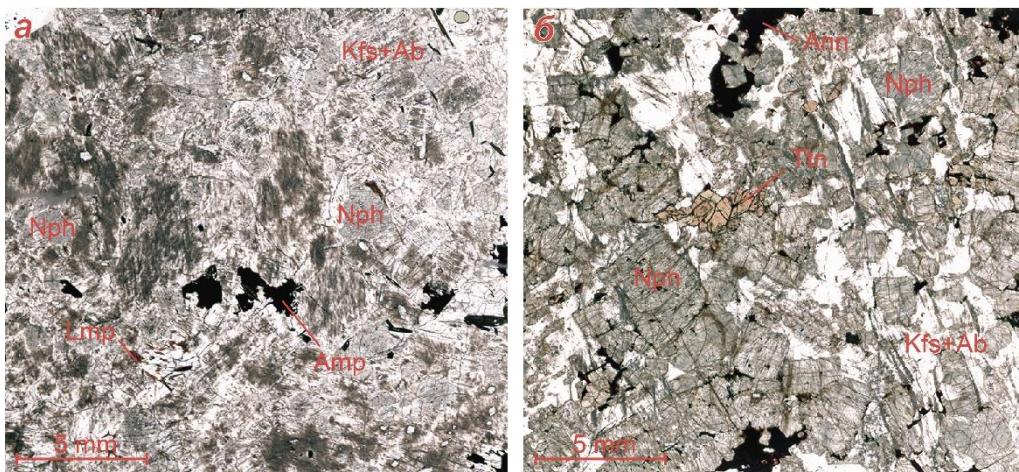


Рис. 6. Фото комбинированных шлифов КН-57 (а) и КН-132 (б). Пойкилитовая структура в рисчорритах Хибинского массива:

Ab — альбит; Amp — амфибол; Ann — аннит; Kfs — калиевый полевой шпат; Lamp — лампрофиллит; Nph — нефелин; Ttn — титанит

Fig. 6. Photos of thin polished sections KH-57 (a) and KH-132 (б). Poikilitic texture in rischorrite from Khibyna Massif:

Ab — albite, Amp — amphibole, Ann — annite, Kfs — K-feldspar,
Lamp — lamprophyllite, Nph — nepheline, Ttn — titanite

На основании изучения пород из ксенолитов в пределах эвдиалитового комплекса в районе горы Аллуай можно предположить, что развитые здесь пойкилитовые (содалито)-нефелиновые сиениты — метасоматиты с разными протолитами. Эти породы требуют внимания для детального изучения с целью решения проблемы их происхождения.

Литература

Агеева О. А. Типоморфизм акцессорных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса рисчорритов: Хибинский массив: дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2002. 187 с.

Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тундр. Л.: Наука, 1967. 125 с.

Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.

Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочный массив. М.: Изд. АН СССР, 1959. 624 с.

Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.; Л.: Изд. АН СССР, 1959.

Иванюк Г. Ю., Горяинов П. М., Пахомовский Я. А., Коноплёва Н. Г., Яковенчук В. Н., Базай А. В., Калашников А. О. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.

Михайлова Ю. А., Пахомовский Я. А., Калаиников А. О., Яковенчук В. Н., Базай А. В., Иванюк Г. Ю. Циркониевая минерализация в аповулканитовых метасоматитах Ловозерского щелочного массива // Труды XVI Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии. 2019. № 16. (В печати).

Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд. АН СССР, 1963. 246 с.

Kramm, U.; Kogarko, L. N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline province, Russia // Lithos. 1994. 32. P. 225–242.

Le Maitre, R. W. (Ed.) Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 236 p.

Marks M. A. W. et al. The mineralogical diversity of alkaline igneous rocks: critical factors for the transition from miaskitic to agpaitic phase assemblages // Journal of Petrology. 2011. Vol. 52, No. 3. P. 439–455.

Сведения об авторах

Сидельникова Ольга Федоровна

студентка МГТУ (Апатиты), olga.sidelnikova97@gmail.com

Михайлова Юлия Александровна

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ГИ ФИЦ КНЦ РАН, ylya_korchak@mail.ru

Sidelnikova Olga Fedorovna

Student, MSTU (Apatity), olga.sidelnikova97@gmail.com

Mikhailova Julia Alexandrovna

PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, ylya_korchak@mail.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.032

УДК 502.5

3. И. Слуковский^{1, 2}, А. В. Гузева³

¹ Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

³ Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия

ПОИСК ТЕХНОГЕННЫХ ЧАСТИЦ В СНЕГЕ ГОРОДА МУРМАНСКА (ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ)

Аннотация

Тяжелые металлы и их соединения являются одними из опаснейших загрязнителей окружающей среды. Комплексное эколого-геохимическое исследование состояния водных объектов города Мурманска требует анализа содержания тяжелых металлов в различных природных средах. В данной работе исследуется морфология и химический состав техногенных частиц снежного покрова оз. Среднего, расположенного в пределах города. Сделаны предварительные выводы об источнике поступления техногенных частиц в водный объект.

Ключевые слова:

малые озера, тяжелые металлы в снеге, техногенные частицы, Мурманск.

Z. I. Slukovskii^{1, 2}, A. V. Guzeva³

¹ Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

² Institute of Geology of KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia

³ Institute of Limnology RAS, Saint Petersburg, Russia

TECHNOGENIC PARTICLES IN THE SNOW OF MURMANSK CITY: THE FIRST DATA

Abstract

Trace metals are dangerous pollutants for the environment. Comprehensive ecological and geochemical research of lakes of Murmansk has to include the analysis of trace metals content in different natural components. This work is focused on investigation of morphological and chemical features of technogenic particles that were collected from snow cover of the Srednee lake in April 2019. The lake is located within urban territory of Murmansk. It was found that the particles are predominantly made up of Fe, V and Ni. The conclusions about potential industrial source of this type of pollution were made.

Keywords:

small lakes, heavy metals in snow, technogenic particles, Murmansk.

Введение

Тяжелые металлы и их соединения являются одними из опаснейших поллютантов окружающей среды. Благодаря атмосферному переносу от точечных источников антропогенного воздействия (транспортные и промышленные объекты) загрязнению могут быть подвержены даже отдаленные области. Для комплексной эколого-геохимической оценки водных объектов урбанизированной территории г. Мурманска необходимо анализировать содержание тяжелых металлов в различных природных средах: вода, донные осадки, а также снежный покров озер в подледный период. Целью данной работы является предварительное исследование морфологии и химического состава техногенных частиц, отобранных из снежного покрова одного из озер города Мурманска, для установления потенциального источника их поступления в водные объекты города.

Материалы и методы

14 апреля 2019 г. была отобрана проба снега на озере Среднем, расположенному в черте г. Мурманска (рис. 1). Проба отбиралась методом конверта с самого верхнего слоя снега, имеющего сероватый оттенок из-за присутствия в нем черных вкраплений. Проба была собрана в бутылку объемом 1 л. После того как снег растаял, образовавшаяся вода была профильтрована с использованием бумажного фильтра. Осадок, образовавшийся на фильтре, был высущен и просеян через сито с размером ячеек 0,1 мм. Далее осадок перемешивался, делился на равные части и одну из частей смешали с эпоксидной смолой и нанесли на стекло. После затвердевания смеси образец был отполирован и покрыт тончайшим слоем углерода для исследования образца при помощи электронного микроскопа (СЭМ) VEGA II LSH, работающего при 20 кВ, с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350. Частицы исследовали с помощью обратно-рассеянных электронов, вторичной электронной микроскопии и количественного химического анализа, полученного с помощью энергодисперсионной рентгеновской спектрометрии. Исследования проведены на базе аналитического центра Института геологии Карельского научного центра РАН (г. Петрозаводск).

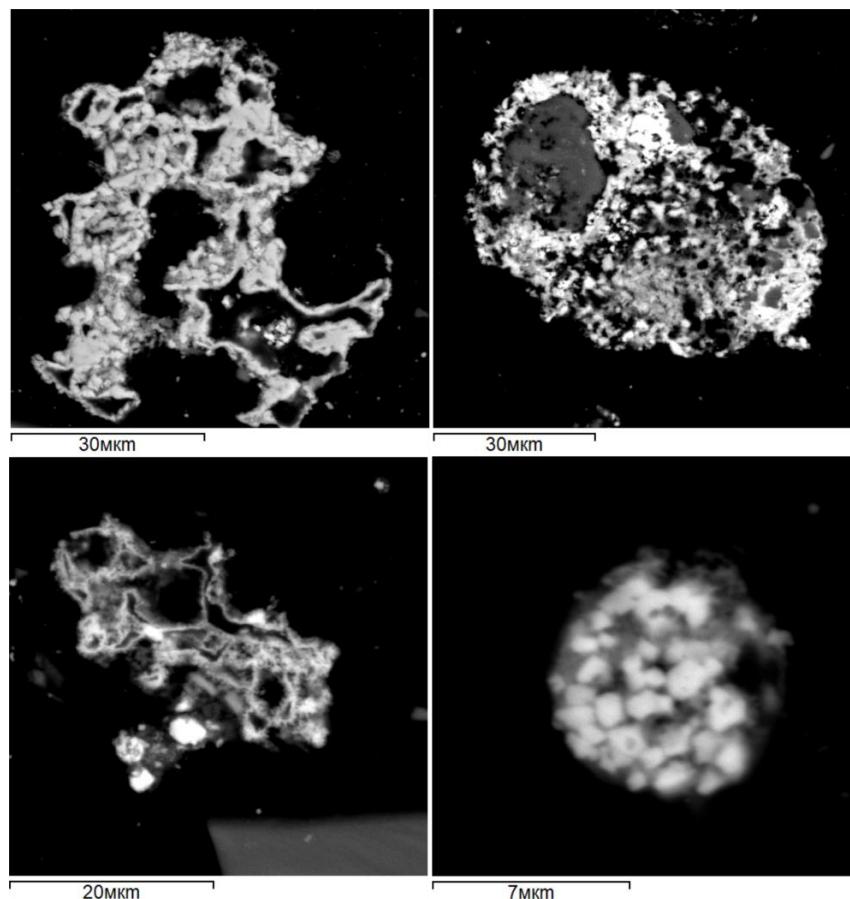


Рис. 1. Изображения техногенных частиц в снеге г. Мурманска (2019 г.)
 Fig. 1. The images of technogenic particles from the lake snow cover of Murmansk (2019)

Учитывая, что обратно-рассеянные электроны несут информацию о распределении электронной плотности, т. е. чем выше концентрация элементов с большим атомным номером, тем больший сигнал с BSE-детектора мы имеем, то велся поиск частиц, содержащих тяжелые металлы, которые являются главными агентами антропогенного загрязнения окружающей среды. Было выявлено и детально исследовано более 20 частиц, имеющих признаки техногенного происхождения. К таким признакам относится, например, округлая или кляксообразная форма, что может быть следствием термического воздействия, а также присутствия в химическом составе тяжелых металлов.

Результаты и обсуждение

Почти во всех частицах было отмечено присутствие Fe от 4 до 61 %. В основном это Fe в оксидной форме. В семи Fe-содержащих частицах обнаружены примеси Ni и V, содержания которых варьируют в широких пределах: от 3 до 23 % для Ni и от 2 до 96 % для V. Одна из частиц почти полностью состоит из оксида V, а железо представлено в виде примеси. Размер обнаруженных техногенных образований варьирует от 3 до 70 мкм (рис. 2).

Наиболее крупные частицы являются результатом слипания более мелких образований, что напрямую сказывается на нестехиометрическом химическом составе изученных образований. Элементное картирование поверхности обнаруженных образований позволило выявить участки наибольшей концентрации Fe, V и Ni.

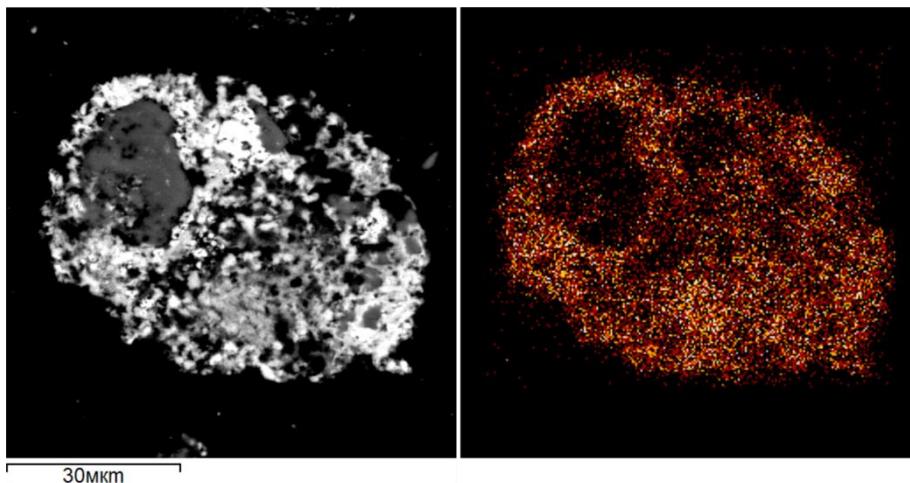


Рис. 2. Изображение техногенной частицы и результат элементного (V) картирования по ее поверхности

Fig. 2. The image of technogenic particle and the result of chemical mapping (V) of its surface

Согласно государственному докладу о состоянии окружающей среды Мурманской области, выбросы ПАО «Мурманская ТЭЦ» являются основным источником загрязнения атмосферного воздуха региона, в первую очередь г. Мурманска (Доклад..., 2018, 2019). В 2017 г. предприятие выбросило 14,1 тыс. т загрязняющих веществ, а в 2018 г. — 15,31 тыс. т. До 1964 г. ТЭЦ работала исключительно на угле, но в 1960-е гг. начался постепенный перевод Мурманской ТЭЦ на новый вид топлива — мазут. Мазут используется как основное топливо на ПАО «Мурманская ТЭЦ» до сих пор (Мурманская..., 2019). Известно, что повышенным содержанием Fe, V, Ni и других элементов характеризуются выбросы любых теплоэнергетических предприятий, использующих в качестве топлива мазут (Саэт и др., 1990; Teng et al., 2006; Гоголашвили, Гарифзянов, 2007). Таким образом, найденные в снеге на оз. Среднем содержание V и Ni частицы — это частицы сажи, продукта неполного сгорания или термического разложения углеводородов. Это также косвенно подтверждается исследованиями техногенных частиц сажи в других районах (Артамонова, 2014).

Ежегодные поступления выбросов Мурманской ТЭЦ в окружающую среду, в том числе в виде изученных частиц, напрямую ухудшает качество водной среды города. В частности, отмечается повышенное накопление тяжелых металлов в донных отложениях озер. Например, в поверхностном слое осадков оз. Среднего, где был произведен отбор снега, выявлено валовое содержание V, равное 235 мг/кг, и валовое содержание Ni — 156 мг/кг. В обоих случаях

отмечается многократное превышение фоновых и нормативных значений. Вероятно, определенный вклад в образование этих геохимических аномалий вносят техногенные частицы сажи, содержащие указанные металлы.

Учитывая важность эколого-геохимических исследований городских территорий в Арктике, начатые точечные работы по анализу снеговых выпадений на территории г. Мурманска будут продолжены в рамках проводящихся комплексных лимнологических работ специалистов из Апатитов, Петрозаводска и Санкт-Петербурга.

Исследование выполнено в рамках гранта Российского научного фонда (проект № 19-77-10007), а также в рамках проекта государственного задания № AAAA-A18-118020690231-1.

Литература

Артамонова С. Ю. Химический и фазовый состав техногенных аэрозолей в районе Сибирского химического комбината (Томская обл.) // Химия в интересах устойчивого развития. 2014. № 3. С. 229–40.

Гоголашвили Э. Л., Гарифзянов А. Р. Проблемы анализа ванадия в сточных водах тепловых электростанций // Энергетика Татарстана. 2007. № 3. С. 60–63.

Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2017 году. Мурманск, 2018. 165 с.

Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2018 году. Мурманск, 2019. 185 с.

Мурманская ТЭЦ. История развития [Электронный ресурс] // Мурманская ТЭЦ: сайт. URL: <https://www.murmantec.com/about/history> (дата обращения: 11.09.2019).

Саев Ю. Е., Ревич Б. А., Янин Е. П. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.

Teng Y., Ni S., Zhang C., Wang J., Lin X., Huang Y. Environmental geochemistry and ecological risk of vanadium pollution in Panzhihua mining and smelting area, Sichuan, China // Chinese Journal of Geochemistry. 2006. Vol. 25, No. 4. P. 379–385.

Сведения об авторах

Слуковский Захар Иванович

старший научный сотрудник, Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН; Институт геологии КарНЦ РАН, slukovsky87@gmail.com

Гузева Алина Валерьевна

младший научный сотрудник, Институт озероведения РАН, olina2108@mail.ru

Slukovskii Zakhar Ivanovich

Senior Researcher, Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS, Institute of Geology of KarRC RAS, slukovsky87@gmail.com

Guzeva Alina Valerjevna

Junior Researcher, Institute of Limnology RAS, olina2108@mail.ru

З. И. Слуковский

Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН,
Апатиты, Россия
Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

**ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ И ФОРМЫ ИХ НАХОЖДЕНИЯ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
САПРОПЕЛЕПРОДУКТИВНЫХ ОЗЕР РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ**

Аннотация

Рассмотрены особенности накопления тяжелых металлов в современных донных отложениях (сапропелях) малых озер южной части Республики Карелия. Выявлены приоритетные загрязнители водной среды региона как для урбанизированных районов, так и для условно-фоновых зон. Установлено распределение основных форм загрязнителей в толще донных отложений, что имеет важную практическую значимость, учитывая возможную миграцию тяжелых металлов по трофическим цепям и аккумуляцию их в живых организмах.

Ключевые слова:

тяжелые металлы, формы загрязнителей, сапропель, малые озера, Республика Карелия.

Z. I. Slukovskii

Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS, Apatity, Russia
Institute of Geology of KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia

**HEAVY METALS AND THEIR FRACTIONS IN SAPROPELS OF LAKES
OF THE REPUBLIC OF KARELIA**

Abstract

The features of accumulation of heavy metals in recent sediments in small lakes in the southern part of the Republic of Karelia were considered. The most significant pollutants of the water environment of the region are revealed. This was done for the background and urban territories. The main forms of heavy metals were assessed. These studies play an important practical role because heavy metals can migrate through trophic chains of living organisms.

Keywords:

heavy metals, fractions of pollutants, sapropel, small lakes, the Republic of Karelia.

Введение

Сапропель — это озерные биогенные отложения с содержанием органического вещества более 15 % в пересчете на сухую массу (Курзо, 2005). Несмотря на то что под это определение подходит значительное количество современных пресноводных осадочных образований, термин «сапропель» чаще всего используется при обозначении практической значимости донных отложений (ДО) для народного хозяйства. Сапропель используется в земледелии, животноводстве и птицеводстве, мелиоративном строительстве и промышленности строительных материалов, в медицине, буровой технике, разработке современных биотехнологий. К одним из наиболее перспективных направлений применения сапропеля и/или сорбционных материалов на его основе относится детоксикация разного рода поллютантов в почвах, почвогрунтах, воде и других средах, загрязненных тяжелыми металлами (ТМ) и другими экологически опасными веществами (Кирейчева, Хохлова, 2004; Курзо, 2005; Хлынина, 2008).

На территории Карелии сапропели являются самыми распространенными типами ДО малых и средних озер региона. Наибольшей изученностью

сапропелепродуктивных водоемов характеризуется южная часть республики (Синькевич, Экман, 1995; Минерально..., 2006). Из всех карельских озер (около 61 тысячи) только на 215 водоемах были проведены геологоразведочные работы по оценке запасов сапропеля. Специалистами отмечается крайне низкая изученность озерного сапропеля Карелии: 8,3 % запасов этого полезного сырья (от общих запасов) разведано детально по категории А, 31,1 % — по категории С2 и 60,6 % оценено прогнозно (Р1 и Р2) (Минерально..., 2006).

Согласно изученным фондовым материалам, специалистами, проводившими изучение сапропелевых залежей Карелии, оценены такие показатели, как глубина водоема, мощность полезной толщи, зольность, pH, концентрации Ca и Fe. Многие из важных показателей остались неизученными. К ним относится содержание ТМ. При этом проблема накопления ТМ в ДО малых водных объектов носит масштабный характер, в том числе и на Европейском Севере России (Даувальтер, 2006). Таким образом, цель работы — оценить уровень накопления и формы нахождения ТМ в поверхностных слоях озерных отложений (сапропелей) южной части Республики Карелии.

Объекты и методы

Учитывая, что наибольшее накопление ТМ в современных отложениях озер отмечается в верхних слоях (Даувальтер, 2006), автором были проведены исследования верхних слоев ДО десяти озер южной части Республики Карелии (рис. 1) по единой методике. Отбор проб осуществлялся при помощи пробоотборника Limnos, что позволяло разделять колонку ДО на слои по 2 см. После просушки и истирания образцов они были разложены смесью сильных кислот до образования гомогенных растворов, в которых и определялось содержание ТМ при помощи масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Подробная методика подготовки проб и их химического анализа описана в (Слуковский, 2015).



Рис. 1. Район исследований

Fig. 1. Study area

Результаты и обсуждение

Исследования малых озер, расположенных в разных районах южной части Карелии, показали, что все водоемы в той или иной степени загрязнены ТМ. Превышения уровня накопления некоторых элементов (например, Pb — рис. 2) над фоновым уровнем наблюдается даже в случае малых озер, которые не имеют рядом прямых источников загрязнения. Отмечается, что дальний трансграничный перенос загрязняющих веществ вносит значительный вклад в накопления Pb, Cd, Sb, Sn, Tl, Bi в верхних слоях ДО малых озер (Michinobu et al., 2013). На урбанизированных территориях накопление Pb также связывается с активным использованием этилированного бензина с 1930-х по 2000-е гг. (Hosono et al., 2016). В настоящее время от него отказалось подавляющее большинство стран мира.

Из рисунка 2 видно, что наибольшее накопление Pb отмечается в ДО озер города Петрозаводска (Ламба, Четырехверстное), озера Плотичье (г. Медвежьегорск) и озера Кайпинского (г. Суоярви). Кроме того, Pb имеет значительный уровень накопления в озерах Лиункунлампи и Юконлампи, которые расположены на фоновой территории, но, по-видимому, находятся в зоне воздействия выбросов промышленных предприятий г. Санкт-Петербурга, Ленинградской области и Финляндии. Аналогичные закономерности поведения Pb ранее отмечались при исследовании малых озер в приграничной зоне между Финляндией и Российской Федерацией (Verta et al., 1998; Slukovskii et al., 2020). По всем изученным водным объектам отмечается тесная корреляция между Pb и Cd, Pb и Sb (рис. 3), Pb и Tl, что позволяет утверждать, что в результате трансграничного переноса ТМ малые озера загрязняются широким спектром химических элементов, относящихся к числу наиболее опасных для водной биоты.

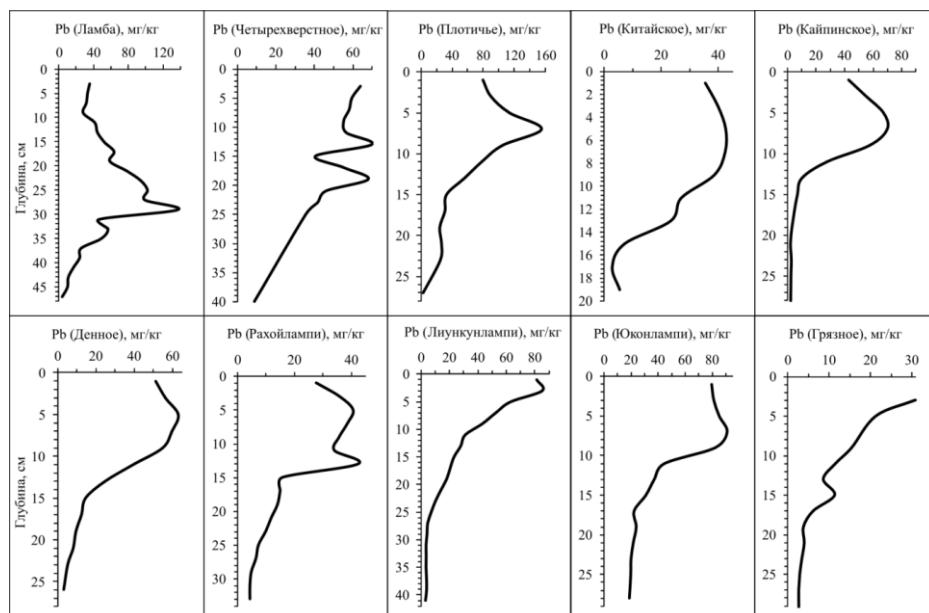


Рис. 2. Уровень накопления Pb в верхних слоях (до 50 см) ДО малых озер южной части Республики Карелия

Fig. 2. The level of Pb accumulation in the upper layers (0–50 cm) of the sediments of small lakes of the south part of the Republic of Karelia

Для ДО озер урбанизированных территорий Карелии приоритетными загрязнителями считаются Pb, Sb, Cd, V, Zn, Cu, Ni, Cr, Mo и некоторые другие. В частности, в ДО оз. Ламба (г. Петрозаводск) установлены локальные экстремальные превышения над фоном по V, Ni и Cr, поступающих в экосистему водоема в результате деятельности теплоцентрали (ТЭЦ), а аномалии Co, Cu, Zn, Sr, Mo, Sn в толще озерных осадков оз. Ламбы отражают воздействие на экосистему водоема предприятий машиностроительного комплекса (Слуковский и др., 2017).

Анализ форм нахождения ТМ в сапропелевых отложениях изученных озер показал, что в большинстве случаев металлы находятся в минеральной фазе и в форме, связанной с органическим веществом ДО.

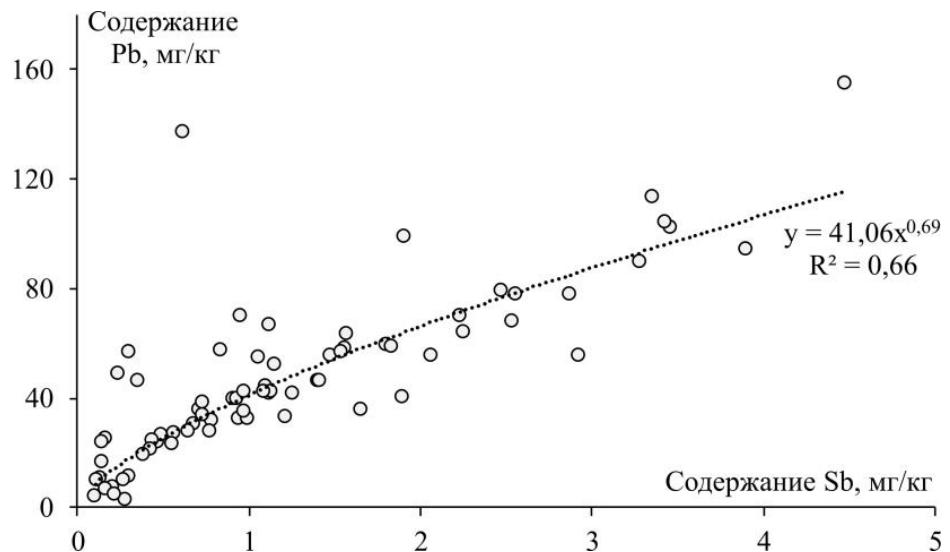


Рис. 3. Взаимосвязь концентраций Pb и Sb в ДО городской среды территории Республики Карелия

Fig. 3. The correlation of Pb and Sb concentrations in sediments of urban environment of the Republic of Karelia

Органика играет ключевую роль для таких элементов, как Cu, Mo, Zn, Pb и др. В ряде случаев отмечается значительная доля подвижных форм ТМ в ДО, составляющая от 10 до 50 % в зависимости от типа отложений и слоя. На рис. 4. показано, что доминирующей формой нахождения Pb в современных ДО оз. Четырехверстного, расположенного в черте г. Петрозаводска, является минеральная фаза, которая составляет от 45 до 66 % от валового содержания этого элемента. В меньшей степени Pb в ДО этого водоема связан с органическим веществом и гидрооксидами железа и марганца, и всего от 3 до 9 % Pb находится в подвижной форме и может создавать экологические риски для водной биоты с точки зрения вторичного загрязнения воды.

Заключение

Результаты исследований ДО десяти малых озер южной части Республики Карелия показали, что в разной степени каждый водоем загрязнен ТМ. Особенно

высокие концентрации металлов отмечаются в верхних слоях отложений — от 0 до 20 см. В городских озерах техногенный слой может составлять более 40 см. Самыми распространенными загрязнителями выступают Pb, Sb, Cd, Tl, Bi, Sn, которые являются агентами дальнего переноса загрязнителей. На урбанизированных территориях на озера могут воздействовать локальные источники (автомобильный транспорт, промышленные предприятия). В отложениях оз. Ламба, расположенного вблизи ТЭЦ г. Петрозаводска, отмечены повышенные концентрации V, Ni и Cr.

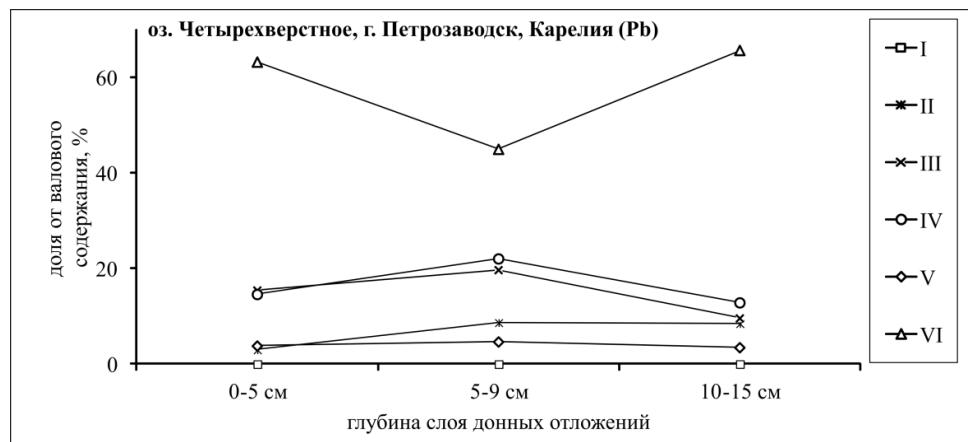


Рис. 4. Графики различных форм Pb в отложениях оз. Четырехверстного (Республика Карелия):

I — водорастворимые формы; II — обменные катионы (подвижные формы); III — формы, связанные с гидроокислами Fe и Mn; IV — формы, связанные с органическим веществом; V — кислоторастворимые (остаточные) формы; VI — минеральные формы

Fig. 4. Share of different fractions of Pb in sediments of Lake Chetyrekhverstnoe:
I — water-soluble fractions; II — available (mobile) fractions; III — fractions bound to hydroxides Fe; IV — fractions bound to organic matter; V — acid-soluble (residual) fractions; VI — mineral (silicate) phase

Изучение форм металлов в ДО показало, что большинство загрязнителей находится в минеральной или органик-форме. В меньшей степени ТМ связаны с гидроокислами железа и марганца. При этом до 50 % от валового содержания того или иного металла в ДО может находиться в подвижной форме, которая является наиболее опасной для нормального функционирования экосистемы.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность своим коллегам Е. В. Сыроежко, Д. Г. Новицкому и М. А. Медведеву за помощь в отборе проб донных отложений озер, а также О. П. Корытной, А. С. Парамонову, М. В. Эховой и В. Л. Утициной за качественное проведение аналитических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 18-05-00897 «а»), а также в рамках проекта государственного задания № AAAA-A18-118020690231-1.

Литература

Даувальтер В. А. Халькофильные элементы (Hg, Cd, Pb, As) в донных отложениях водных объектов водосбора Белого моря в пределах Кольского полуострова // Геохимия. 2006. № 2. С. 237–240.

Кирейчева Л. В., Хохлова О. Б. Восстановление деградированной почвы сапропелем // Аграрная наука. 2004. № 5. С. 24–25.

Курзо Б. В. Закономерности формирования и проблемы использования сапропеля. Мн.: Бел. наука, 2005. 224 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск, 2006. 356 с.

Синькевич Е. И., Экман И. М. Донные отложения озер Восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1995. 177 с.

Слуковский З. И. Нормирование по литию концентраций тяжелых металлов в донных отложениях озер Ладожское и Четырехверстное (Республика Карелия) // Химия в интересах устойчивого развития. 2015. Т. 23, № 4. С. 397–408.

Слуковский З. И., Ильмаст Н. В., Суховская И. В., Борвинская Е. В., Гоголев М. А. Геохимическая специфика процесса современного осадконакопления в условиях техногенеза (на примере оз. Ламба, Петрозаводск, Карелия) // Труды Карельского науч. центра РАН. 2017. № 10. С. 45–63.

Хлынина Н. Г. Использование сапропеля в качестве сорбента для очистки сточных вод: автореф. дис. канд. тех. наук. Волгоград, 2008. 24 с.

Hosono T., Alvarez K., Kuwae M. Lead isotope ratios in six lake sediment cores from Japan Archipelago: Historical record of trans-boundary pollution sources // Science of The Total Environment. 2016. Vol. 559. P. 24–37.

Michinobu K., Narumi K., Tetsuro A., Kazuhiro T., Yu. T., Shingo U., Shinsuke T., Jotaro U. Sedimentary records of metal deposition in Japanese alpine lakes for the last 250 years: Recent enrichment of airborne Sb and In in East Asia // Science of the Total Environment. 2013. No. 442. P. 189–197.

Slukovskii Z. I., Medvedev M. A., Siroezhko E. V. Long-range heavy metal aerosols transport as a factor of the formation of the geochemical characteristics of current lake bottom sediments from the southwestern Republic of Karelia (exemplified by lake Ukonlampi, Lahdenpohja district) // Journal of Elementology. 2020. Vol. 25 (1). DOI: 10.5601/jelem.2019.24.1.1816

Verta M., Tolonen K., Simola H. History of heavy metal pollution in Finland as recorded by lake sediments // Science of the Total Environment. 1998. No. 87/88. P. 1–18.

Сведения об авторе

Слуковский Захар Иванович

старший научный сотрудник, Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН; Институт геологии КарНЦ РАН, slukovsky87@gmail.com

Slukovskii Zakhar Ivanovich

Senior Researcher, Institute of North Industrial Ecology Problems of FRC KSC RAS; Institute of Geology of KarRC RAS, slukovsky87@gmail.com

М. А. Сосновская¹, Л. И. Нерович²

¹ Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета, Апатиты, Россия

² Геологический университет ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОБРАМЛЕНИЯ И ЗОНЫ КОНТАКТА МАССИВА ЯРВА-ВАРАКА

Аннотация

Представлены данные петрографических и петрохимических исследований пород обрамления и зоны контакта массива Ярва-варака. В обрамлении интрузива наблюдаются глиноzemистые гнейсы, гранитоиды, долериты, также встречаются жилы пегматитов и впервые обнаружено обнажение псевдотахилитовой брекчии. Все гнейсы имеют избыточное содержанием Al_2O_3 и соответствуют парапородам. Гранитоиды чаще наблюдаются в виде тел, субогласных со сланцеватостью гнейсов, и секутся пегматитовыми жилами. Отмечаются пегматиты двух видов: аляскитовые и плагиопегматитовые. Изученные гранитоиды, за исключением плагиопегматитов, соответствуют корово-анатектическим образованиям. Наиболее интересным объектом в зоне обрамления является псевдотахилитовая брекчия, в которой угловатые обломки кварц-полевошпатового материала, фрагменты изменённых гнейсов и более мелкие частицы сцементированы стекловатым материалом. Кроме площади основного развития брекчии, в гнейсах наблюдаются тонкие прослои стекловатого материала. Псевдотахилитовая брекчия является характерным объектом импактных структур. Также были рассмотрены породы из зоны контакта массива. Здесь встречаются гибридные породы со своеобразной спноповидной текстурой. В зоне контакта часто наблюдается окисление пород, которые приобретают ржаво-бурые и красные цвета.

Ключевые слова:

импактные структуры, псевдотахилитовая брекчия, гнейсы, гранитоиды, пегматиты, гибридные породы.

М. А. Sosnovskaya¹, L. I. Nerovich²

¹ Apatity Branch of Murmansk State Technical University, Apatity, Russia

² Geological Institute of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

PETROGRAPHIC AND PETROCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE FRAMES OF THE FRAME AND THE CONTACT ZONE OF THE YARVA-VARAKA MASSIF

Abstract

The scientific work presents the data of petrographic and petrochemical studies of the framing rocks and the contact zone of the Jarva-varaka massif. Alumina gneisses, granitoids, dolerites are observed in the edging of the intrusion, pegmatite veins are also found, and an outcrop of pseudotachylite breccia was first discovered. All gneisses are excessive in Al_2O_3 and correspond to para-rocks. Granitoids are more often observed in the form of bodies sub-consonant with shale gneisses and are split by pegmatite veins. Two types of pegmatitis are noted: alaskitic and plagiopegmatitic. The studied granitoids, with the exception of plagiopegmatitis, correspond to cortical anatetic formations. The most interesting object in the framing zone is pseudotachylite breccia, in which the angular fragments of quartz of feldspar material, fragments of altered gneisses and smaller particles are cemented with a glassy material. In addition to the area of the main development of breccia, thin interlayers of glassy material are observed in gneisses. Pseudotachylite breccia is a characteristic object of impact structures. Also, rocks from the contact zone of the massif were considered in the work. Here hybrid breeds with a peculiar

sheaf-like texture are found. In the contact zone, oxidation of rocks that acquire rusty-brown and red colors is often observed.

Keywords:

impact structures, pseudotachylite breccia, gneisses, granitoids, pegmatites, hybrid rocks.

Массив Ярва-варака является сравнительно малоизученным. В значительной степени интерес к массиву обусловлен описанным ранее сходством строения разреза и петрографо-geoхимических характеристик пород интрузива с массивом Садбери (Нерович и др., 2015), образование которого связывают с импактным событием (Налдретт, 2003). Подобное сходство в итоге и определило внимание к детальному изучению пород как самого массива Ярва-варака, так и пород обрамления и к поиску доказательств его импактного происхождения.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи: изучение геологии Мончегорского района и массива Ярва-варака с использованием литературных данных, а также детальное петрографическое описание шлифов и петрохимическая характеристика пород обрамления массива Ярва-варака.

В ходе петрографических исследований пород обрамления были выделены следующие петрографические разновидности.

1. Долериты: средне-мелкозернистые и тонко-мелкозернистые.

2. Гнейсы: силлиманит-биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые, кианит-биотитовые, амфибол-биотитовые, эпидот-биотитовые и биотитовые. Для изученных гнейсов характерны преимущественно сланцевато-полосчатые, линзовидно-полосчатые текстуры, кроме того, отмечается брекчийевидная текстура (рис. 1). Структура — лепидогранобластовая.



Рис. 1. Брекчии с линзами кварц-полевошпатового состава в гнейсах

Fig. 1. Breccias with lenses of quartz-feldspar composition in gneisses

3. Гранитоиды: биотитовые гранитоиды субпластиных тел в гнейсах; микроклиновые гранитоиды, неравномерно гнейсовидные; биотитовые гранодиориты; два типа пегматитовых жил — аляскитовые пегматиты и плагиопегматиты; субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты мелких жил в гнейсах и будин в тектонитах (монцолейкограниты). Для биотитовых гранодиоритов характерна штриховка, похожая на таковую для конусов

скалывания. Также для биотитового гранодиорита отмечается структура погасания “kink banding” — полосы излома, похожие наблюдаются в гнейсах пород основания Садбери (рис. 2).

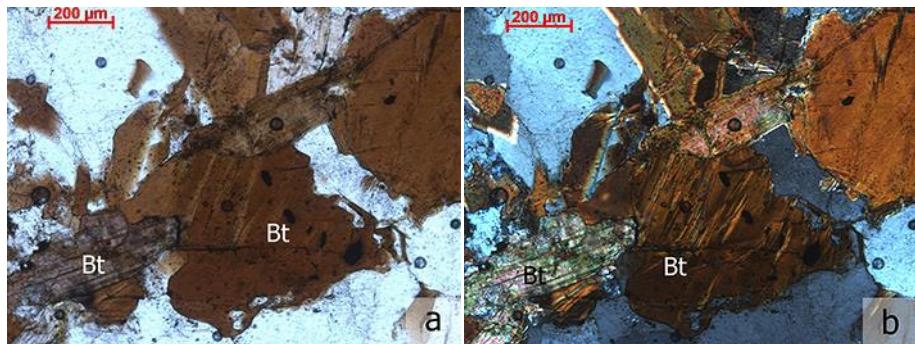


Рис. 2. Листы биотита со структурой погасания “kink banding” — полосы излома. Без анализатора (a) и с анализатором (b)

Fig. 2. Biotite sheets with extinction structure “kink banding” — kink banding. Without analyzer (a) and with analyzer (b)

4. Тектониты с будинами и порфирокластами полевых шпатов и кварца (рис. 3).



Рис. 3. Гравелитоподобные тектониты, сложенные кварц-полевошпатовым и гнейсовым материалом. В них наблюдаются линзы и полосы силлиманит-мусковит-флогопитовых сланцев

Fig. 3. Gravelite-like tectonites composed of quartz-feldspar and gneiss material. They observed lenses and bands of sillimanite-muscovite-phlogopite schists

5. Сланцы из линз и прерывистых полос в тектонитах: силлиманит-мусковит-флогопитовые (рис. 3).

6. Наиболее своеобразной породой, наблюдаемой в обрамлении массива, является псевдотахилитовая брекчия, в которой обломки угловатой формы гранитного и гнейсового состава и кристаллокласты кварца и плагиоклаза

сцементированы стекловатым цементом. Под микроскопом он имеет оптические характеристики вулканического стекла, без анализатора имеет бурый цвет с черными пятнами (рис. 4). С анализатором он изотропный (рис. 5). При большем увеличении цемент брекчии имеет криптокристаллическую структуру, что характерно для псевдотахилитов других объектов в мире (рис 6). Наличие псевдотахилитовой брекчии является характерной чертой импактных структур (Tankard, 1982).

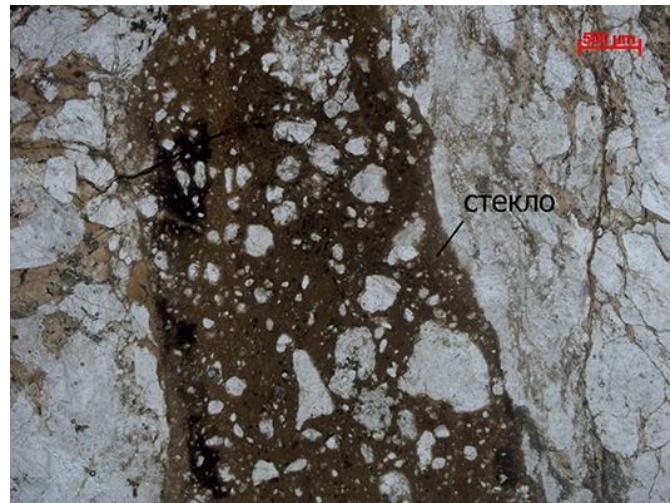


Рис. 4. Без анализатора. Контакт вмещающей породы и псевдотахилитовой брекчии

Fig. 4. Without analyzer. Contact of the host rock and pseudotachylite breccia

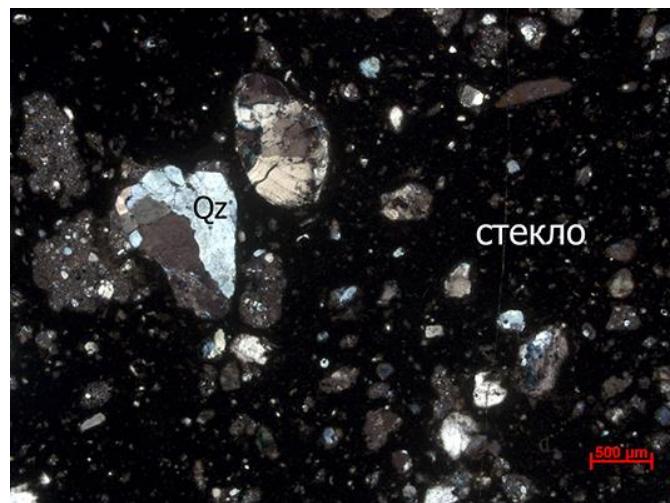


Рис. 5. С анализатором. Стекловатый цемент псевдотахилитовой брекчии с литокластами и кристаллокластами

Fig. 5. With an analyzer. Glassy cement of pseudotachylite breccia with lithoclasts and crystalloclasts

Породы из зоны контакта обрамления с массивом Ярва-варака представлены немногочисленными разновидностями, здесь встречаются гибридные породы со своеобразной текстурой, образованной многочисленными удлинениями черного цвета, сложенными в значительной степени биотизированным антофиллитом (рис. 7). В зоне эндоконтакта часто наблюдается окисление пород, которые приобретают ржаво-бурые и красные цвета (рис. 8).

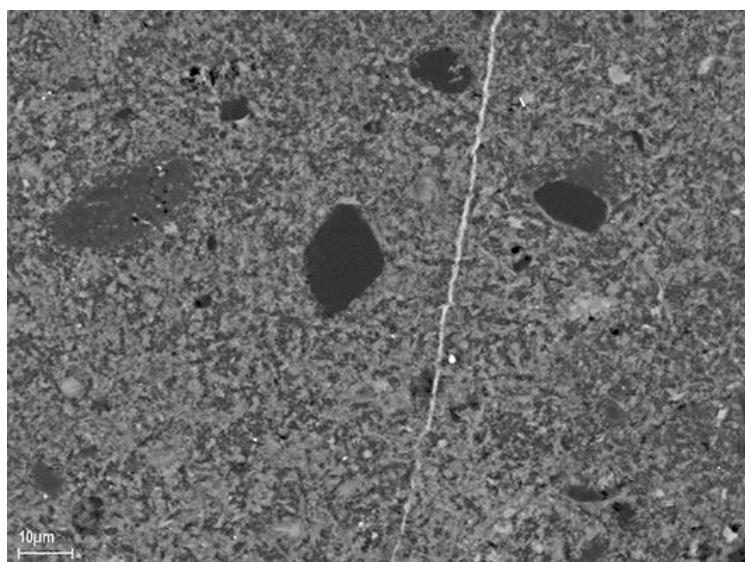


Рис. 6. BSE изображение псевдотахилитовой брекчии

Fig. 6. BSE image of pseudotachylite breccia



Рис. 7. Сноповидная текстура гибридных пород в зоне

Fig. 7. Sheaf-like texture of hybrid rocks in the zone



Рис. 8. Окисление пород в зоне контакта

Fig. 8. Oxidation of rocks in the contact zone

На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 — \Sigma(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ гнейсы характеризуются широким разбросом химического состава по оси SiO_2 , в основном концентрируясь в области средних пород, а также с присутствием разностей кислого и основного состава. По оси $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ практически все составы гнейсов относятся к породам нормальной щёлочности, лишь единичный образец, соответствующий гранат-биотитовому гнейсу, попадает в пограничную область пород нормальной и умеренной щёлочности среднего состава, это же пограничное положение занимает цемент псевдотахилитовой брекчии. Для гранитоидов характерен кислый состав, а также разброс по оси суммы щелочей, здесь выделяют гранитоиды преимущественно умеренной и нормальной щёлочности, куда также попадает состав тектонита. Единичный образец отклоняется до области низкой щёлочности. Для составов гибридных пород характерен средний состав и разброс от нормальной до умеренной щёлочности.

Согласно диаграмме первичной реконструкции F—A А. А. Предовского (рис. 9) все изученные образцы соответствуют парапородам, т. е. это метаморфизованные осадочные породы.

Количественно среди изученных образцов преобладают разности, соответствующие глинистым осадкам, и разности, состав которых соответствует пограничной области между граувакками и продуктами выветривания основных-ультраосновных пород. Оценочный состав цемента псевдотахилитовой брекчии попадает в поле составов гнейсов (Предовский, 1980).

Составы гранитоидов были нанесены на дискриминантную диаграмму, предназначенную для выделения петрохимических типов гранитов. Согласно результатам распределения составов, практически все гранитоиды соответствуют S-типу гранитов, образование которых обычно связывают с корово-

анатектическими процессами в зонах высоко-градиентного метаморфизма. Плагиопегматит попадает в поле анорогенных внутриплитных гранитоидов А-типа (Maeda, 1990).

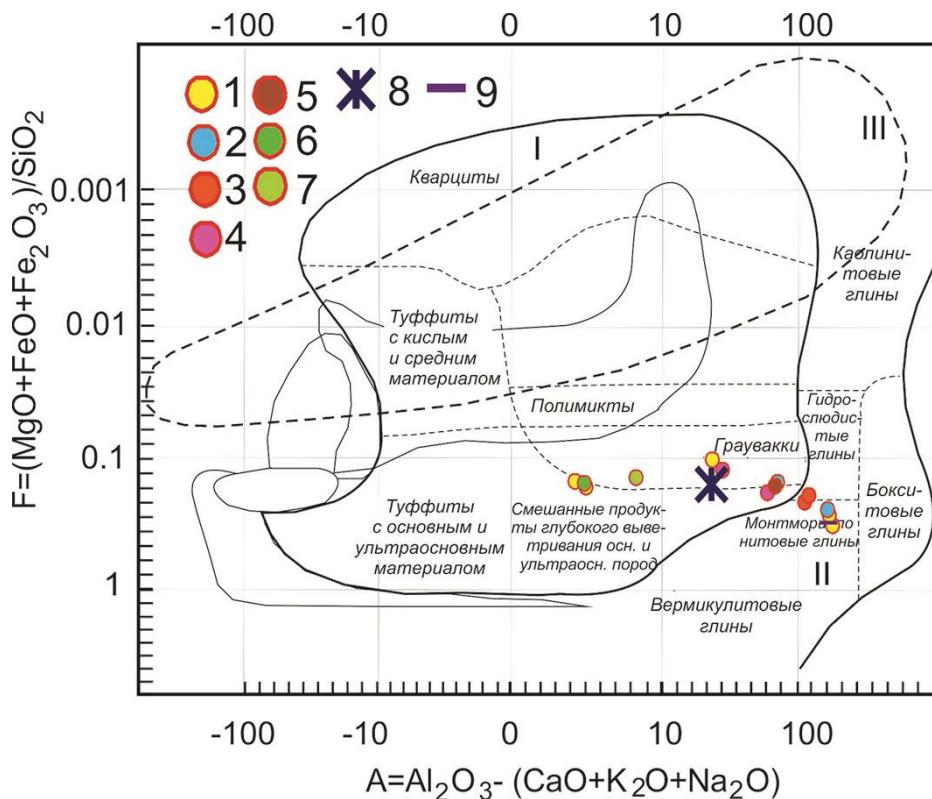


Рис. 9. Диаграмма F–A для реконструкции и сопоставления первичного состава силикатных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных пород по А. А. Предовскому (Предовский, 1980):

- 1 — биотитовые гнейсы; 2 — кианитовые гнейсы; 3 — гранат-ставролит-биотитовые гнейсы; 4 — гранат-биотитовые гнейсы;
- 5 — силлиманит-биотитовый гнейс; 6 — амфибол-биотитовый гнейс;
- 7 — эпидот-биотитовый гнейс; 8 — цемент псевдотахилитовой брекчии;
- 9 — силлиманит-мусковит-флогопитовый сланец

Fig. 9. F–A diagram for reconstruction and comparison of the primary composition of silicate volcanic, volcanic-sedimentary and terrigenous-sedimentary rocks according to (Predovsky, 1980):

- 1 — biotite gneisses; 2 — kyanite gneisses; 3 — garnet-staurolite-biotite gneisses;
- 4 — garnet-biotite gneisses; 5 — sillimanite-biotite gneiss; 6 — amphibole-biotite gneiss;
- 7 — epidote-biotite gneiss; 8 — cement pseudotachylite breccia;
- 9 — sillimanite-muscovite-phlogopite slate

На всех диаграммах зависимости содержаний петрогенных оксидов от содержания SiO_2 цемент псевдотахилитовой брекчии попадает в поле составов глиноземистых гнейсов (рис. 10).

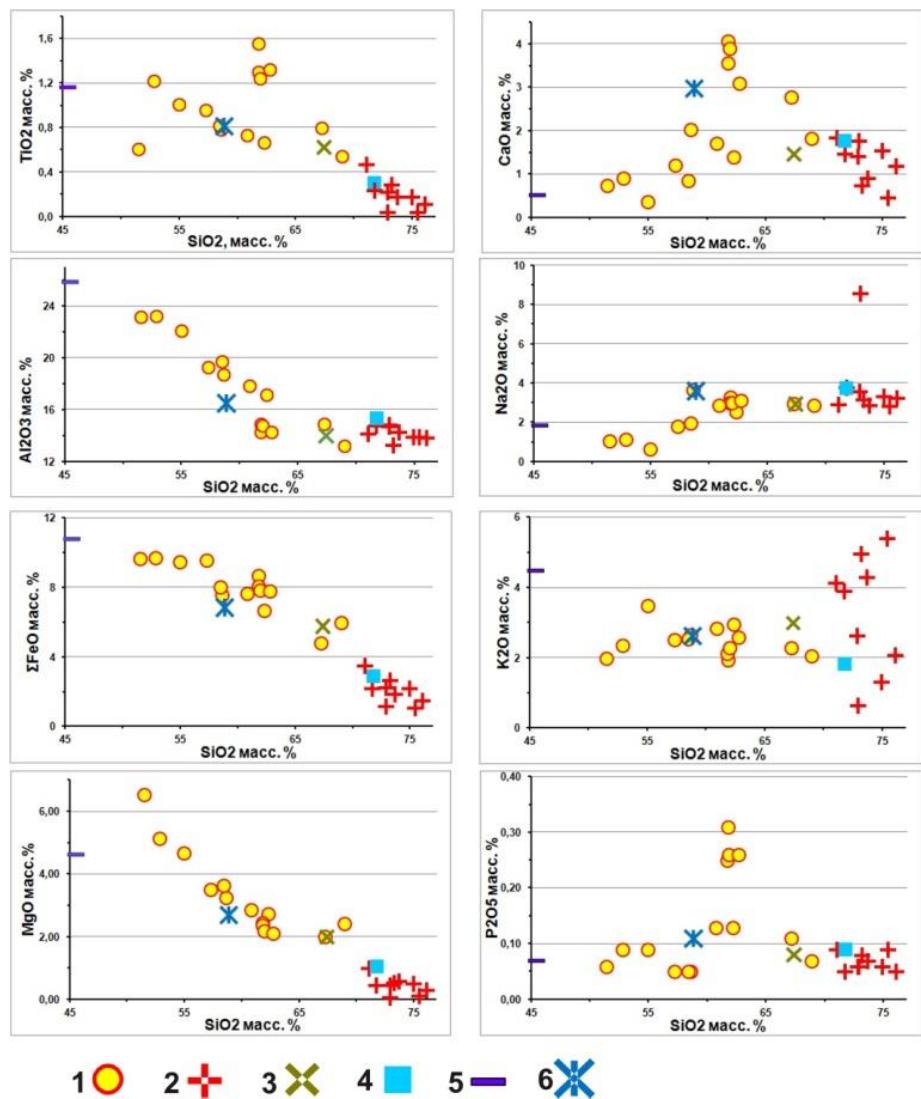


Рис. 10. Зависимость содержаний петрогенных оксидов от содержания SiO_2 в породах обрамления массива Ярва-варака:
 1 — глинозёмистые гнейсы; 2 — граниты; 3 — гранодиорит; 4 — тектонит;
 5 — силлиманит-мусковит-флогопитовый сланец;
 6 — цемент псевдотахилитовой брекчии

Fig. 10. Dependence of the contents of petrogenic oxides on the SiO_2 content in the edging rocks of the Jarva-Varaka massif:
 1 — alumina gneisses; 2 — granites; 3 — granodiorite; 4 — tectonite;
 5 — sillimanite-muscovite-phlogopite slate; 6 — pseudotachylite breccia cement

Оценочный состав цемента псевдотахилитовой брекчии на всех диаграммах попадает в поле составов гнейсов. Можно предположить, что образование псевдотахилитовой брекчии связано с шоковым метаморфизмом этих гнейсов при импактном событии.

Литература

Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

Нерович Л. И., Баянова Т. Б., Кунаккузин Е. Л., Базай А. В., Некипелов Д. А. Новые результаты геолого-петрографического и петро-geoхимического изучения расслоенного массива Ярва-Варака (Мончегорский рудный район) // Труды XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф. П. Митрофанова (Апатиты, 6–7 апреля 2015 г.). Апатиты, 2015. С. 141–146.

Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. Vol. 174, No. 3–4. P. 235–255.

Tankard A. J., Eriksson K. A., Hobday D. K., Jackson M. P. A., Minter W. E. L., Hunter D. R. Evolution of Southern Africa: 3.8 Billion Years of Earth History. New York, Springer-Verlag, 1982. P. 200–203.

Сведения об авторах

Сосновская Маргарита Александровна

студентка, Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета, margarita_margo1@mail.ru

Нерович Людмила Ивановна

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, neroche@geoks.apatity.ru

Sosnovskaya Margarita Alexandrovna

Student, Apatity Branch of Murmansk State Technical University, margarita_margo1@mail.ru

Nerovich Lyudmila Ivanovna

PhD (Geology & Mineralogy), Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, neroche@geoks.apatity.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.035

УДК (550.4)

Е. Н. Стешенко, П. А. Серов, Е. Л. Кунаккузин, Н. А. Екимова, Д. В. Елизаров
Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ (ND–SR) ДАННЫЕ ДЛЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО КАНДАЛАКШСКО-КОЛВИЦКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Аннотация

Приводятся новые Sm–Nd и Nd–Sr изотопно-геохронологические данные для пород Кандалакшско-Колвицкого палеопротерозойского габбро-анортозитового комплекса. Изотопный Sm–Nd-возраст по метаморфическим минералам (апатиту, гранату, сульфидам) и породе Колвицкого массива составил 1985 ± 17 млн лет (гранулитовый метаморфизм), Кандалакшского массива — 1887 ± 37 млн лет (высокотемпературные метасоматические преобразования) и 1692 ± 71 млн лет (региональная флюидная переработка). Модельный Sm–Nd-возраст метагаббро равен 3,3 млрд лет

с отрицательной величиной $\varepsilon_{Nd} = -5,5$, что соответствует либо процессам коровой контаминации, либо первично-обогащенному мантийному резервуару исходных магм. Согласно геохронологическим и Nd–Sr изотопным данным, породы Кандалакшско-Колвицкого комплекса, по-видимому, имели общий аномальный мантийный источник с палеопротерозойскими расслоенными интрузиями Балтийского щита.

Ключевые слова:

палеопротерозой, анортозиты, $Sm-Nd$, $Nd-Sr$, ε_{Nd} .

E. N. Steshenko, P. A. Serov, E. L. Kunakkuzin, N. A. Ekimova, D. V. Elizarov
Geological Institute of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

NEW (ND–SR) ISOTOPE DATA FOR THE PALEOPROTHEROZOIC KANDALAKSHA-KOLVITSA GABBRO-ANORTOZITE COMPLEX

Abstract

Kandalaksha-Kolvitsa gabbro-anorthosite complex has a complex geological structure and composition. New Sm–Nd and Nd–Sr isotopic and geochronological data for the rocks of the Kandalaksha-Kolvitsa Paleoproterozoic gabbro-anorthosite complex are presented. Sm–Nd isotopic age of metamorphic minerals (apatite, garnet, sulfide) and the rock was 1985 ± 17 Ma (granulite metamorphism), 1887 ± 37 Ma (high-temperature metasomatic transformation), 1692 ± 71 Ma (regional fluid elaboration). A model Sm–Nd age of metagabbros is 3,3 Ga with a negative value of $\varepsilon_{Nd} = -5,5$, which corresponds to a process of crustal contamination, or primary-enriched mantle source of magma reservoir. According to geochronological and Nd–Sr isotopic data, the rocks of the Kandalaksha-Kolvitsa complex apparently had a common anomalous mantle source with Paleoproterozoic layered intrusions of the Baltic shield.

Keywords:

palaeoproterozoic, anorthosites, $Sm-Nd$, $Nd-Sr$, ε_{Nd} .

Кандалакшско-Колвицкая зона является южной частью Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) и сложена вулканогенными толщами с залегающими среди них телами анортозитов. В пределах Балтийского щита полихронный (от неоархейского до палеопротерозойского возраста) габбро-анортозитовый магматизм широко проявлен в различных структурных обстановках, с которыми ассоциируют Ti–V (в неоархее) и Cu–Ni–ЭПГ (в палеопротерозое) месторождения (Митрофанов и др. 1993). Кандалакшско-Колвицкий габбро-анортозитовый комплекс залегает на гранатовых плагиоамфиболитах кандалакшской толщи и перекрывается гранат-клинопироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами плоскотундровской толщи, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации (Стешенко и др., 2015; Чащин и др., 2016) и представляет большой интерес для комплексных изотопно-геохимических исследований. Впервые с использованием ^{205}Pb искусственного трассера U–Pb-методом были датированы единичные зёरна циркона из метагаббро Колвицкого массива, возраст которых равен 2448 ± 5 млн лет.

Для главных разновидностей пород Кандалакшско-Колвицкого габбро-анортозитового комплекса были проведены изотопно-геохимические Sm–Nd и Rb–Sr (по породе и минералам) исследования на базе Центра коллективного пользования ГИ ФИЦ КНЦ РАН. Sm–Nd-методом для метагаббро Колвицкого массива получен возраст 1985 ± 17 млн лет (рис. 1, а), который соответствует времени гранулитового метаморфизма, широко проявленного в пределах Лапландского гранулитового пояса (Баянова, 2004; Пожиленко и др., 2002; Ранний..., 2005).

Включение сульфидных минералов в изотопную систему позволило снизить ошибки определения возраста и величину СКВО за счет большего количества фигуративных точек и расширения интервала значений $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$. В целом использование сульфидов в качестве геохронометров дает положительные результаты на ряде промышленно значимых объектов Балтийского щита (Серов и др., 2009).

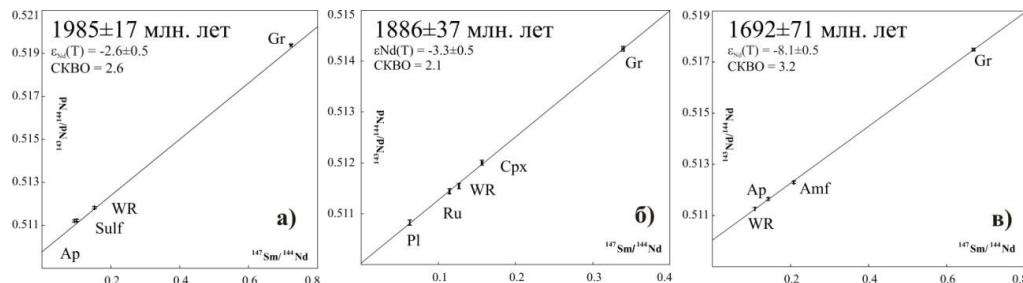


Рис. 1. Изотопные Sm–Nd изохроны для метаморфических минералов из метагабброидов Колвицкого массива (проба 200) (а), породообразующих и метаморфических минералов из анортозитов (проба 225/1) (б) и габбро (проба 183) (в) Кандалакшского массива

Fig. 1. Isotope Sm–Nd isochrons for metamorphic minerals from metagabbroids of the Kolvitsa massif (sample 200) (a), rock-forming and metamorphic minerals from anorthosites (sample 225/1) (b) and gabbro (sample 183) (v) of the Kandalaksha massif

Модельный Sm–Nd-взраст этих габброидов приближается к 3,3 млрд лет (табл.), что является характерной величиной для палеопротерозойской рудно-магматической системы Балтийского щита (Mitrofanov et al., 2019).

Согласно данным таблицы $T_{\text{DM}} = 2,7\text{--}2,9$, величина ε_{Nd} варьирует в диапазоне от -0,02 до -5,53, что позволяет сделать вывод о наличии новообразованной океанической коры (Mints et al., 2017).

Из метаанортозитов Кандалакшского массива (проба 225/1) для Sm–Nd-исследований были отобраны монофракции рутила, граната, плагиоклаза и клинопироксена. Вместе с породой в целом на Sm–Nd-диаграмме в изохронных координатах они образуют зависимость, отвечающую возрасту 1886 ± 37 млн лет (рис. 1, б). Условия гранулитовой фации предполагают температуры порядка $900\text{--}800$ °C, поэтому можно говорить о том, что Sm–Nd-системы были перестроены. Близкий Sm–Nd-взраст, 1886 ± 9 млн лет, был получен для силлиманит-ортопироксен-гранатовых пород Порьегубского покрова ЛГП и интерпретируется авторами работы (Лебедева и др., 2010) как возраст высокотемпературного метасоматоза.

Для метаморфизованных лейкогаббро Кандалакшского массива (проба 183) по породе в целом, апатиту, амфиболу и гранату получен Sm–Nd-взраст 1692 ± 71 млн лет (рис. 1, в), близкий к U–Pb-взрасту рутила и фиксирующий, по-видимому, процессы остывания или низкотемпературной переработки в породах Кандалакшского массива на рубеже 1,7 млрд лет. Возраст 1,7 млрд лет достаточно широко проявлен на Кольском полуострове и связан, по-видимому, с флюидной переработкой пород при температурах не выше 450 °C (Каулина, 2010).

Результаты изотопного Sm–Nd-анализа главных разновидностей пород Кандалакшско-Колвицкого габбро-анортозитового комплекса

The results of the Sm–Nd isotope analysis of the main varieties of rocks of the Kandalaksha-Kolvitsa gabbro-anorthosite complex

Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		T, млн лет	ISr	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		T _{DM} , млн лет	ε _{Nd} (T)	Возраст, млрд лет
Rb	Sr	87Rb / 86Sr	87Sr / 86Sr			Sm	Nd	147Sm / 144Nd	143Nd / 144Nd			
Проба 220/1, метанорит, Кандалакшский массив												
16,49	259,0	0,1796	0,70744 ± 18	2100	0,7020	0,155	0,916	0,1025	0,511116 ± 31	2776	-0,02	
Проба 225/1, анортозит, Кандалакшский массив												
						0,419	2,003	0,1265	0,511544 ± 8	2796	-1,23	1,9
Проба 183, метагаббро, Кандалакшский массив												
7,37	367,3	0,0566	0,70426 ± 16	2453	0,7023	0,459	2,553	0,1087	0,511263 ± 31	2728	-1,25	1,7
Проба 185, метапериодит, Кандалакшский массив												
13,73	90,6	0,4277	0,71758 ± 17	2450	0,7024	1,407	6,489	0,131015	0,511532 ± 7	2969	-0,95	
Проба 200, метагаббро, Колвицкий массив												
6,59	249,6	0,0745	0,70516 ± 12	2448	0,7025	0,845	3,354	0,1524	0,511823 ± 9	3282	-1,96	1,9
Проба 205, субщелочной гнейсогранит, Колвицкий массив												
89,12	114,9	2,1884	0,78443 ± 18	2383	0,7091							
Проба 194/1, метагаббро, Колвицкий массив												
2,78	427,0	0,0184	0,70221 ± 15	2450	0,7016							
Проба 210, гнейсо-плагиогранит, TTG-?, Колвицкий массив												
60,93	235,7	0,729350	0,72950 ± 19	2450	0,70193	2,007	10,835	0,111983	0,511192 ± 9	2920	-1,59	
Проба 276, гранат-плагиоклазовый кристаллосланец, Колвицкий массив												
						6,891	20,935	0,198946	0,512396 ± 9		-5,53	

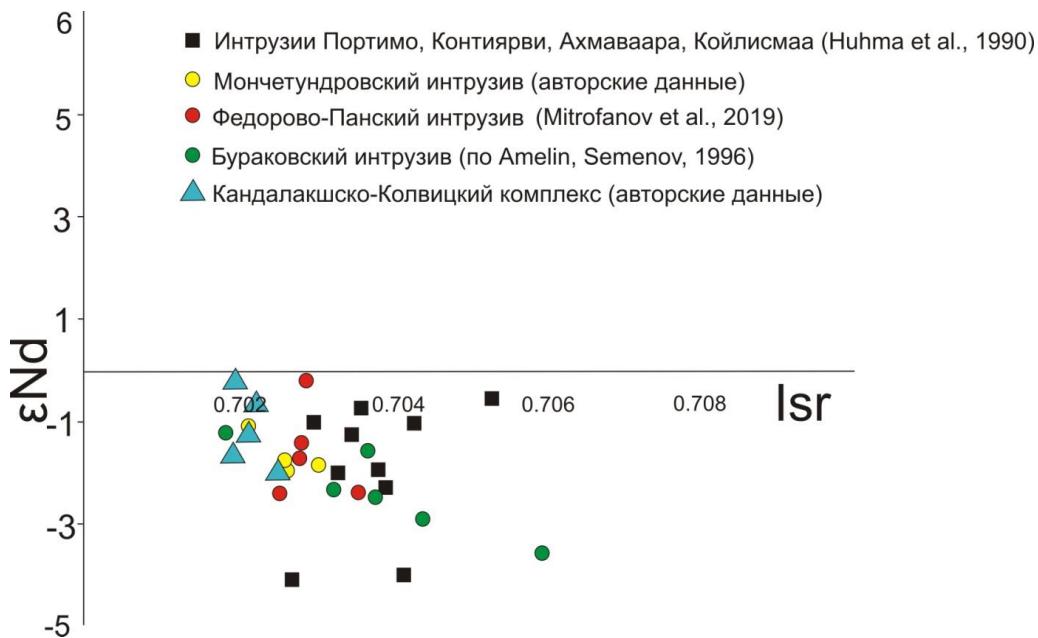


Рис. 2. Вариации ε Nd и I_{Sr} в породах расслоенных протерозойских интрузий Балтийского щита

Fig. 2. ε Nd and I_{Sr} variations in the rocks of the stratified Proterozoic intrusions of the Baltic Shield

Кроме того, был проведен также анализ изотопных составов стронция для построения диаграммы в координатах $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) - I_{\text{Sr}}$ (рис. 2, табл.). Согласно геохронологическим и Nd–Sr изотопным данным, породы Кандалакшско-Колвицкого комплекса, по-видимому, имели общий аномальный мантийный источник с палеопротерозойскими расслоенными интрузиями Балтийского щита (рис. 2). Полученные данные хорошо согласуются с уже известными изотопно-геохимическими характеристиками для рудоносных расслоенных интрузий северо-восточной части Балтийского щита (Баянова, 2004; Bayanova et al., 2019; Mitrofanov et al., 2019). Породы этих интрузивов, отнесенных к пироксенит-габбронорит-анортозитовой формации, характеризуются сходными изотопно-геохимическими характеристиками: 1) возрастной интервал формирования по U–Pb и Sm–Nd геохронологическим данным находится в интервале от 2530 до 2400 млн лет; 2) мантийный резервуар, являющийся источником магм, формировавших массивы, обогащен литофильтрными элементами, величины I_{Sr} варьируют от 0,702 до 0,706, $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ — от -0,02 до -3; 3) модельные Sm–Nd-возрасты T_{DM} протолитов — 2,8–3,3 млрд лет.

Благодарности

Работа посвящена памяти академика РАН Феликса Петровича Митрофанова за постановку научной проблемы

Научные исследования выполнены в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053, проектов РФФИ 18-05-70082 «Ресурсы Арктики», 18-35-00246 мол_a, 18-35-00152 мол_a и программы Президиума РАН № 8.

Литература

- Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
- Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 144 с.
- Лебедева Ю. М., Глебовицкий В. А., Буимин С. А., Богомолов Е. С., Савва Е. В., Лохов К. И. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: Sm–Nd-метод датирования парагенезисов из силлиманит-ортопироксеновых пород Порьегубского покрова // ДАН. 2010. Т. 432, № 1. С. 99–102.
- Митрофанов Ф. П., Балаганский В. В., Балашов Ю. А. и др. U–Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН. 1993. Т. 331, № 1. С. 95–98.
- Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В., Жабин С. В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита / ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Серов П. А., Екимова Н. А. Возможности Sm–Nd датирования рудных процессов с использованием сульфидов // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12, № 3. С. 456–460.
- Стешенко Е. Н., Баянова Т. Б., Серов П. А. и др. // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 11. С. 19–24.
- Чащин В. В., Стешенко Е. Н., Савченко Е. Э. и др. // Литосфера. 2016. № 5. С. 17–34.
- Amelin Yu. V., Semenov V. S. U–Nd and Sr isotopic deochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contrib. Miner. Petrol. 1996. Vol. 124. P. 255–272.
- Bayanova T., Korchagin A., Mitrofanov A., Serov P., Ekimova N., Nitkina E., Kamensky I., Elizarov D., Huber M. Long-Lived Mantle Plume and Polyphase Evolution of Palaeoproterozoic PGE Intrusions in the Fennoscandian Shield // Minerals. 2019. Vol. 9, No. 59. P. 1–22. DOI: 10.3390/min9010059
- Huhma H., Cliff R., Perttunen V., Sacco M. Sm–Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Perapohja schist belt in northern Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 369–379.
- Mints M. V.; Sokolova E. Yu., Glaznev V. N. LADOGA work team. 3D model of deep structure of the Svecofennian accretion orogen (Finland, Russia): synthesis of data on geological mapping, seismic profiling, metal tellurics and Proceedings of the Scientific Conference and Guidebook on Scientific Excursions. Geodynamics of the Early Precambrian: common and distinguish features with the Phanerozoic. Petrozavodsk: Karelian Scientific Centre RAS, 2017. P. 179–184.
- Mitrofanov F. P., Bayanova T. B., Ludden J. N., Korchagin A. U., Chashchin V. V., Nerovich L. I., Serov P. A., Mitrofanov A. F., Zhirov D. V. Origin and Exploration of the Kola PGE-bearing Province: New Constraints from Geochronology // Ore Deposits: Origin, Exploration, and Exploitation / Edited by Sophie Decree and Laurence Robb // Geophysical Monograph Series. Wiley, 2019. P. 3–36. Print ISBN: 9781119290537 | Online ISBN: 9781119290544. | DOI: 10.1002/9781119290544.ch1

Сведения об авторах

Стешенко Екатерина Николаевна

младший научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН,
steshenko@geoksc.apatity.ru

Серов Павел Александрович

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, serov@geoksc.apatity.ru

Кунаккузин Евгений Леонидович

младший научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН,
kunakkuzin@geoksc.apatity.ru

Екимова Надежда Александровна

младший научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН,
ekimova@geoksc.apatity.ru

Елизаров Дмитрий Владимирович

кандидат технических наук, старший научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, elizarov@geoksc.apatity.ru

Steshenko Ekaterina Nikolaevna

Junior Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, steshenko@geoksc.apatity.ru

Serov Pavel Alexandrovich

PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS,
serov@geoksc.apatity.ru

Kunakkuzin Evgeny Leonidovich

Junior Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, kunakkuzin@geoksc.apatity.ru

Ekimova Nadezhda Aleksandrovna

Junior Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, ekimova@geoksc.apatity.ru

Elizarov Dmitry Vladimirovich

PhD (Engineering), Senior Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS,
elizarov@geoksc.apatity.ru

А. М. Сущенко^{1, 2}, М. В. Сидельников^{1, 2}, Н. Ю. Грошев²

¹ Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета, Апатиты, Россия

² Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

ПЕТРОГРАФИЯ КСЕНОЛИТОВ ХРОМИТОНОСНЫХ ПОРОД ГОРЫ КУМУЖЬЯ, МОНЧЕГОРСКИЙ КОМПЛЕКС, РОССИЯ

Аннотация

Характеризуется петрография ксенолитов хромитоносных пород (КХП), обнаруженных недавно на горе Кумужья, вблизи основания пироксенитовой зоны массива НКТ Мончегорского комплекса. В результате исследований было выделено три разновидности КХП: хромитсодержащий гарцбургит, обогащенный хромитом гарцбургит и массивный хромитит. КХП по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу похожи как на породы Дунитового блока, так и на обогащенные хромитом породы из перидотитовой зоны массива НКТ.

Ключевые слова:

хромит, Мончегорский комплекс, массив НКТ, Дунитовый блок.

A. M. Sushchenko^{1, 2}, M. V. Sidel'nikov^{1, 2}, N. Yu. Groshev²

¹ Apatity Branch of Murmansk State Technical University, Apatity, Russia

² Geological Institute of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

PETROGRAPHY OF XENOLITHS OF CHROMITE-BEARING ROCKS FROM MOUNT KUMUZH'YA, MONCHEGORSK COMPLEX, RUSSIA

Abstract

The article characterizes petrography of xenoliths of chromite-bearing rocks (XCR) recently found on mountain Kumuzhya near the base of the pyroxenite zone of the NKT massif of the Monchegorsk Complex. As a result of a research, the XCR were divided on three types: chromite-bearing harzburgite, harzburgite enriched in chromite and massive chromitite. Textural and structural features and mineral composition of the XCR are similar to both rocks from the Dunite Block and chromite-enriched rocks from the peridotite zone of the NKT massif.

Keywords:

chromite, Monchegorsk Complex, massif NKT, Dunite block.

Введение

Хром относится к стратегическим металлам в РФ, и вопрос наращивания запасов хромита в настоящее время является актуальным. Единственное месторождение хромита в Мурманской области приурочено к Дунитовому блоку массива НКТ Мончегорского комплекса (рис. 1; Расслоенные..., 2004). Однако перспективы массива НКТ в отношении хромита этим не ограничиваются. На это указывают недавние находки хромитоносных пород (Barkov et al., 2015) в перидотитовой зоне массива (рис. 1), что свидетельствует о возможности выявления новых рудных тел в неизученных на хром частях разреза. Такое же значение имеют находки ксенолитов хромитоносных пород (КХП), сделанные нами вблизи основания пироксенитовой зоны массива НКТ во время полевых работ 2016 г., проведенных Геологическим институтом КНЦ РАН (ГИ КНЦ РАН) с целью сбора материалов для дипломных работ студентов Апатитского филиала Мурманского государственного технического университета. В докладе

обсуждаются данные о петрографических особенностях КХП и план их дальнейшего изучения, цель которого заключается в определении природы их протолита. В качестве последнего могут выступать как Дунитовый блок, так и перidotитовая зона массива НКТ, хромитоносность которой еще только предстоит оценить.

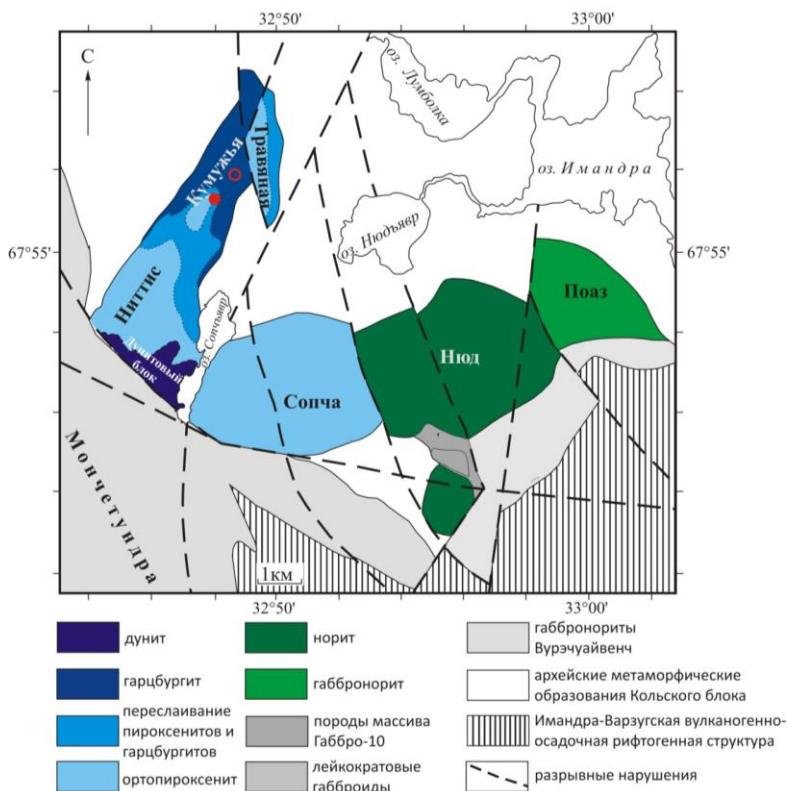


Рис. 1. Схема геологического строения ультрамафитовой части Мончегорского комплекса, с изменениями по (Чашчин и др., 2016). Залитым красным кружком отмечено положение КХП, полый красный кружок соответствует месту находки хромитоносных перidotитов из (Barkov et al., 2015)

Fig. 1. Schematic geological map of the ultramafic part of the Monchegorsk Complex, modified after (Chashchin et al., 2016). A filled red circle indicates the position of XCR, a hollow red circle corresponds to the location of chromite-bearing peridotites from (Barkov et al., 2015)

Материал и методика исследований

Материалом для исследования послужили образцы хромитоносных пород, выпиленные алмазной пилой из обнажений на северном склоне горы Кумужья. Всего было выпилено шесть образцов, из которых было изготовлено шесть шлифов, восемь комбинированных шлифов и восемь анишлифов. Петрографические исследования шлифов проводились на оптическом микроскопе Axioplan 2 в ГИ КНЦ РАН, где также была проведена фотодокументация комбинированных шлифов и анишлифов.

Результаты исследований

Хромитоносные породы горы Кумужья приурочены к оливиновым пироксенитам, в которых они наблюдаются в форме округлых и угловатых обломков (рис. 2, *a*). Размер обломков изменяется от нескольких сантиметров до 1 м в поперечнике. Среди КХП были выделены следующие разновидности: хромитсодержащий гарцбургит, обогащенный хромитом гарцбургит и массивный хромитит.

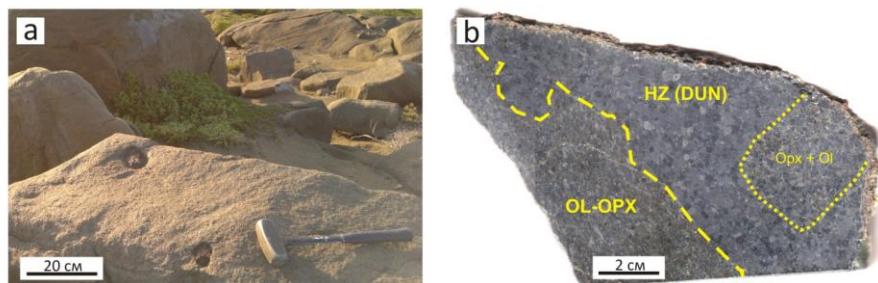


Рис. 2. Ксенолиты хромитоносных пород в оливиновых пироксенитах, фото обнажения (*a*); контакт оливинового ортопироксенита и хромитсодержащего гарцбургита, фото образца (*b*)

Fig. 2. Chromite-bearing xenoliths in olivine pyroxenites, outcrop photo (*a*); contact between olivine orthopyroxenite and chromite-bearing harzburgite, grab-sample photo (*b*)

Оливиновые пироксениты, вмещающие КХП, имеют панидиоморфнозернистую структуру и мелко-среднезернистое сложение. Расслоенная текстура оливиновых пироксенитов обусловлена плоскопараллельно направленными кристаллами ортопироксена (рис. 3). Минеральный состав: ортопироксен (93 %), оливин (5 %), клинопироксен (2 %) и плагиоклаз (менее 1 %). К акцессорным минералам относятся хромит и сульфиды, образующие редкие отдельные зерна.

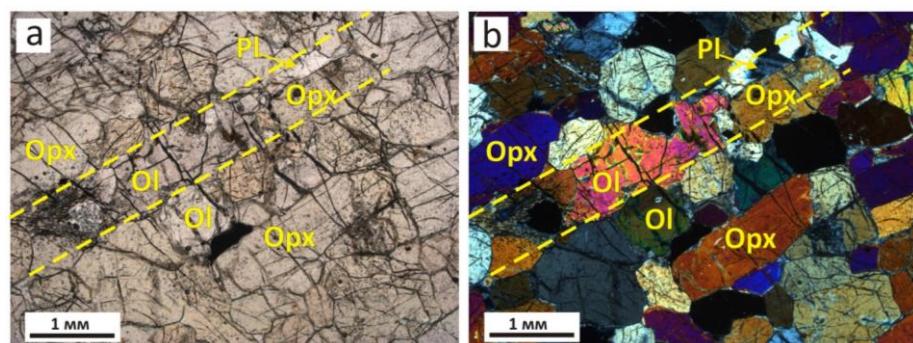


Рис. 3. Микрофотографии оливинового ортопироксенита:
a — в плоскополяризованном свете; *b* — в скрещенных николях.
 Штриховые линии ограничивают участок породы, обогащенный
 интеркумулусной жидкостью (оливин и плагиоклаз)

Fig. 3. Photomicrographs of olivine orthopyroxenite:
a — plane-polarized light; *b* — cross-polarized light

Хромитсодержащий гарцбургит имеет пойкилитовую и гипидиоморфнозернистую структуру (рис. 4). Сложение породы от мелкодо среднезернистого. Текстура гарцбургита является пятнистой и обусловлена неравномерным распределением крупных ойлокристаллов ортопироксена размером до 5 см. Минеральный состав (по данным изучения шлифов): оливин (40–80 %), ортопироксен (15–59 %), хромит (1–2 %), клинопироксен и плагиоклаз (суммарно менее 1 %). Процентные соотношения минералов в шлифах несколько отличаются от соотношений, определенных в комбинированных шлифах и образцах тех же пород. Эти различия связаны с тем, что шлифы были взяты из обогащенных ортопироксеном участков породы (ойлокристаллы ортопироксена). В некоторых комбинированных шлифах содержание оливина превышает 90 %, и порода в этом случае соответствует дуниту (рис. 2, b). Усредненный минеральный состав хромитсодержащих гарцбургитов выглядит следующим образом: оливин (70–80 %), ортопироксен (15–25 %), хромит (2–3 %), клинопироксен и плагиоклаз (2–3 об. %).

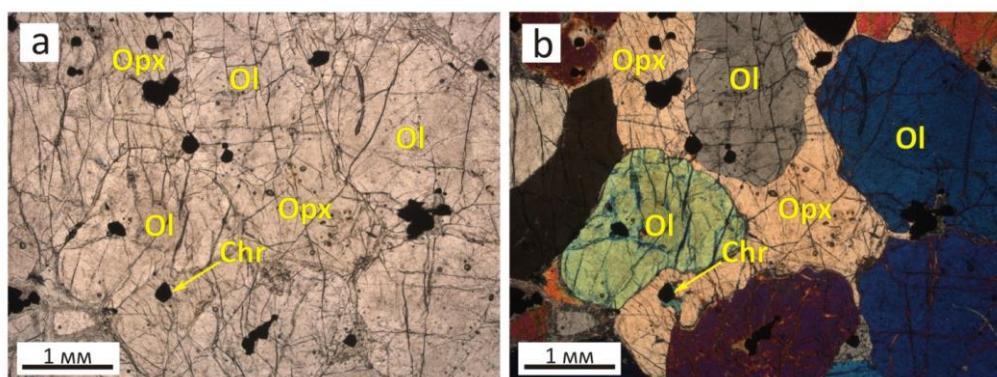


Рис. 4. Микрофотографии хромитсодержащего гарцбургита:
a — в плоскополяризованном свете; b — в скрещенных николях

Fig. 4. Photomicrographs of chromite-bearing harzburgite:
a — plane-polarized light; b — cross-polarized light

Обогащенный хромитом гарцбургит имеет сидеронитовую структуру в сочетании с пойкилитовой (рис. 5). Сложение гарцбургита мелкозернистое. Минеральный состав: хромит (45 %), оливин (35 %) и ортопироксен (20 %). Распределение хромита неравномерное. По соотношению с породообразующими минералами выделяется три типа распределения хромита. Распределение первого типа характеризуется плотным скоплением зерен хромита в интерстиционном пространстве между кумулусным оливином (рис. 5, a). Второй тип связан с ойлокристаллами ортопироксена, в которых хромит образует рассеянную вкрапленность (рис. 5, b). Третий тип представлен отдельными зернами хромита, включенными в кристаллы кумулусного оливина (рис. 5, a). Стоит отметить, что первый и второй типы распределения хромита были описаны ранее Барковым (Barkov et al., 2015).

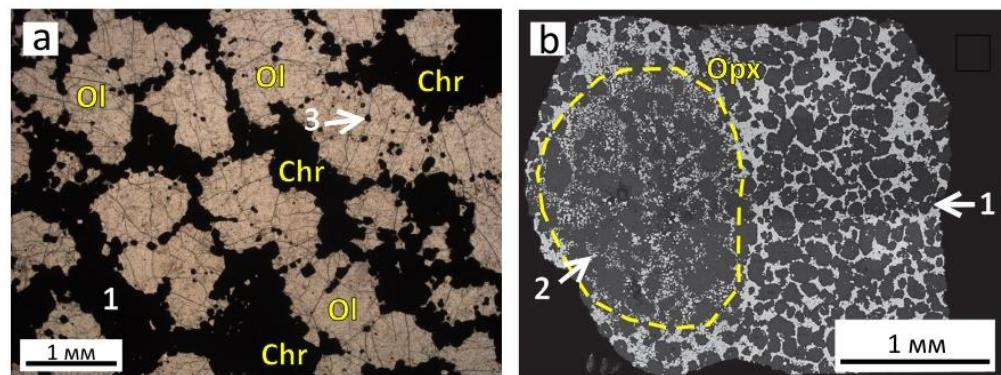


Рис. 5. Микрофотографии обогащенного хромитом гарцбургита:
 а — в плоскополяризованном свете; б — в отраженном свете,
 с изменениями по (Barkov et al., 2015).

Цифры соответствуют типам распределения хромита (см. текст)

Fig. 5. Photomicrographs of harzburgite enriched in chromite:
 a — plane-polarized light; b — reflected light, modified after (Barkov et al., 2015).
 Numbers correspond to distribution types of chromite (see text for explanation)

Массивный хромитит был встречен в виде единичного уплощенного обломка размером 3 × 15 см (рис. 6, а). Обломок сложен на 80–100 об. % хромитом, также присутствуют оливин и ортопироксен. Хромит образует мелкие (до 0,7 мм) идиоморфные зерна, обуславливающие панидоморфнозернистую структуру хромитита (рис. 6, б). Силикатные минералы встречаются в отдельных пятнах размером до 3 мм. В центральной части обломка (рис. 6, а) отмечается сантиметровый прослой обогащенного хромитом гарцбургита (40 % хромита).

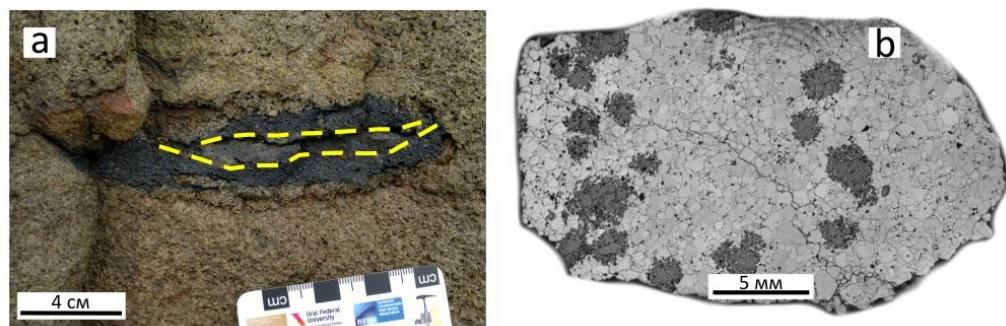


Рис. 6. Фотография обнажения ксенолита массивного хромитита в пироксенитах (а), штриховая линия — граница прослоя обогащенного хромитом гарцбургита;
 микрофотография массивного хромитита в отраженном свете (б)

Fig. 6. Outcrop photo of massive chromitite xenolith in pyroxenites (a),
 dashed line is boundary of chromite-enriched harzburgite interlayer;
 photomicrograph of massive chromitite in reflected light (b)

Обсуждение

Проведенное петрографическое исследование КХП показывает, что их генезис может иметь двоякую интерпретацию. С одной стороны, обогащение ксенолитов оливином (до 90 % в отдельных шлифах) и хромитом (до 100 %) указывает на их сходство с породами Дунитового блока, вмещающими Сопчеозерское хромитовое месторождение. Кроме этого, рис. 4.3 в (Расслоенные..., 2004) и рис. 1 показывают, что положение КХП и Дунитового блока (гигантского ксенолита, по мнению ряда исследователей) в разрезе массива НКТ совпадает — они залегают вблизи подошвы пироксенитовой зоны. Таким образом, ксенолиты перидотитов и Дунитовый блок могут иметь одинаковую первичную природу и представлять собой кумулаты родоначальной коматиитовой магмы Мончегорского комплекса (Karykowski et al., 2018), которые были отторгнуты от своего субстрата в результате позднего магматического импульса.

Обогащенные хромитом пойкилитовые породы (40–50 % ортопироксена, 30 % оливина, 20 % хромита и 5 % клинопироксена), с другой стороны, отмечаются в разрезе перидотитовой зоны массива НКТ (Barkov et al., 2015). Эти породы при видимой мощности 20–30 см были встречены в единичных небольших (до 1 м в поперечнике) глыбах, по которым невозможно судить о морфологии образуемых ими геологических тел. По нашему мнению, эти породы могут представлять собой неоткрытые до сих пор, обогащенные хромитом прослои в перидотитовой зоне массива НКТ, которые, как и все породы массива, кроме пород Дунитового блока, кристаллизовались из существенно контаминированной коровьим веществом мантийной магмы (Karykowski et al., 2018). Тем самым, двойственность проблемы генезиса КХП может быть выражена следующим вопросом: кристаллизовались ли эти породы из родоначальной коматиитовой или из контаминированной мантийной магмы? Другими словами, являются ли они обломками условного Дунитового блока или принадлежат к разрезу перидотитовой зоны массива НКТ?

Чтобы дать аргументированный ответ на этот вопрос, планируется выполнить дополнительные исследования, включающие в себя: 1) сравнительное изучение распределения петrogenных и рассеянных элементов в КХП с помощью «мокрой химии» и масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС); 2) исследование состава силикатных минералов КХП с помощью рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) в сравнении с аналогичными опубликованными данными по Дунитовому блоку и перидотитовой зоне массива НКТ; 3) сравнительное изучение состава хромита из КХП методом РСМА.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0053.

Литература

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / под ред. Ф. П. Митрофанова. Апатиты, 2004. Ч. 1. 177 с.

Чащин В. В., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Серов П. А. Малосульфидные платинометалльные руды палеопротерозойского Мончегорского plutона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-

геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 1. С. 37–57.

Barkov A. Y., Nikiforov A. A., Martin R. F. A novel mechanism of spheroidal weathering: a case study from the Monchepluton layered complex, Kola Peninsula, Russia // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2015. Vol. 87. P. 79–85.

Karykowski B. T., Maier W. D., Groshev N. Y., Barnes S.-J., Pripachkin P. V., McDonald I. Origin of Reef-Style PGE Mineralization in the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // Economic Geology. 2018. Vol. 113, No. 6. P. 1333–1358.

Сведения об авторах

Сущенко Артем Максимович

студент, Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета; старший лаборант, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, artyom_sushenko@mail.ru

Сидельников Максим Владимирович

студент, Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета; инженер второй категории, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, maxsidelnikov@yandex.ru

Грошев Николай Юрьевич

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, nikolaygroshev@gmail.com

Sushchenko Artyom Maksimovich

Student, Apatity Subsidiary of the Murmansk State Technical University; Laboratory Assistant, Geological Institute of FRC KSC RAS, artyom_sushenko@mail.ru

Sidel'nikov Maksim Vladimirovich

Student, Apatity Subsidiary of the Murmansk State Technical University; Engineer, Geological Institute of FRC KSC RAS, maxsidelnikov@yandex.ru

Groshev Nikolay Yurievich

PhD (Geology & Mineralogy), Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, nikolaygroshev@gmail.com

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.037

УДК 552.13, 552.086

А. Р. Тагирова, Н. А. Алфимова

Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ),
Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЗОНЫ
СОВРЕМЕННОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ ОАЗИСА ХОЛМЫ ЛАРСЕМАНН
(ЗЕМЛЯ ПРИНЦЕССЫ ЕЛИЗАВЕТЫ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)**

Аннотация

Породы зоны современного выветривания оазиса Холмы Ларсеманн представлены G–Bt–Sil, Gr–Sil калишпатовыми и Gr–Sil–Bt калишпатовыми гнейсами. Рассчитанная температура 600–720 °C соответствует условиям амфиболитовой фации метаморфизма, что коррелируется с минеральным составом пород.

Современное выветривание проявлено в породах двумя путями: физическим, выражаемым в трещиноватости пород и минералов, и химическим, выраженным в формировании низкотемпературной псевдоморфозы по силлиманиту, вероятно, диккита, но не в преобразовании биотита.

Ключевые слова:

высокоглиноземистые гнейсы, современное выветривание, Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида.

A. R. Tagirova, N. A. Alfimova

Saint Petersburg State University (SPbSU), Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg, Russia

PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF ROCKS OF THE MODERN WEATHERING ZONE OF THE LARSEMANN HILL OASIS (ELIZABETH PRINCESS LAND, EASTERN ANTARCTICA)

Abstract

The rocks of the modern weathering zone of the Larsemann Hills oasis are represented by Gr–Bt–Sil gneisses, Gr–Sil potassium feldspar gneisses and Gr–Sil–Bt potassium feldspar gneisses. The calculated temperature of 600–720 °C corresponds to the conditions of biotite–sillimanite–garnet–potassium feldspar subfacies of amphibolite facies of metamorphism, which correlates with the mineral composition of the rocks.

Weathering is manifested in the rocks in two ways: physical, expressed in the fracturing of rocks and minerals, and chemical, expressed in the formation of low-temperature pseudomorphosis of dickite on sillimanite, but not in the conversion of biotite.

The observed petrographic features of the rocks suggest that iron, which cements a number of samples, appeared in the rocks from the outside, but not as a result of the chemical transformation of the rocks themselves.

Keywords:

high-alumina gneisses, modern weathering, Larsemann Hills, East Antarctica.

Введение

Оазис Холмы Ларсеманн (Восточная Антарктида) является уникальным местом, где в настоящее время выветривание горных пород происходит в условиях отсутствия жидких осадков и развитой биоты и, следовательно, может рассматриваться в качестве аналога условий, существовавших на поверхности ранней Земли.

Целью данной работы было изучение петрографического состава пород из зоны современного выветривания оазиса Холмы Ларсеманн (Земля Принцессы Елизаветы, Антарктида) и оценка степени низкотемпературных изменений, проявленных в этих породах.

Материал и методика исследований

Объектами исследования стали образцы горных пород из комплекса парагнейсов Брокнес по (Carson, Grew, 2007), которые были отобраны в ходе двух Российской антарктических экспедиций (РАЭ) — 61 (01–02.2016) и 63 (12.2017) — сотрудниками Института географии Российской академии наук (ИГ РАН) Долгих А. В. и Шоркуновым И. Г. Образцы отбирались на поверхности скальных обнажений различных экспозиций в оазисе Холмы Ларсеманн на полуострове Брокнес ($69^{\circ} 20' \text{ ю. ш.}, 76^{\circ} 20' \text{ в. д.}$) в Восточной Антарктиде.

Изучение химического состава минералов проведено в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель» на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с аналитическими приставками количественного ЭДС-микроанализа EDX —

AzTec Energy 350. Рамановские спектры минералов получены в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель» на рамановском спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR 800.

Результаты и их обсуждение

В результате проведенных исследований образцы были разделены на три группы — Gr–Bt–Sil гнейсы, Gr–Sil калишпатовые гнейсы и Gr–Sil–Bt калишпатовые гнейсы.

Первый тип пород — Gr–Bt–Sil гнейсы, имеют красно-рыжий оттенок, обусловленный красноцветными пленками оксидов железа, а также сильно физически изменены, что выражается в сильной трещиноватости минералов, а иногда в их почти полной дезинтеграции (рис. 1). Состоят из кварца (35 %), калиевого полевого шпата (25 %) и андезина (20 %), которые образуют ксеноморфные зерна, силлиманита (10 %), образующего идиоморфные, вытянутые в одном направлении зерна, биотита (5 %), выделяющегося в виде идиоморфных лейст, и альмандин (5 %), который образует в породах порфиробласти субдиоморфного до идиоморфного облика. Породы имеют лепидогранобластовую структуру, для которой характерны простые полигональные границы лейкократовых минералов (кварца, КПШ, андезина) и пластинчатая форма слюд (биотита), и массивную текстуру.

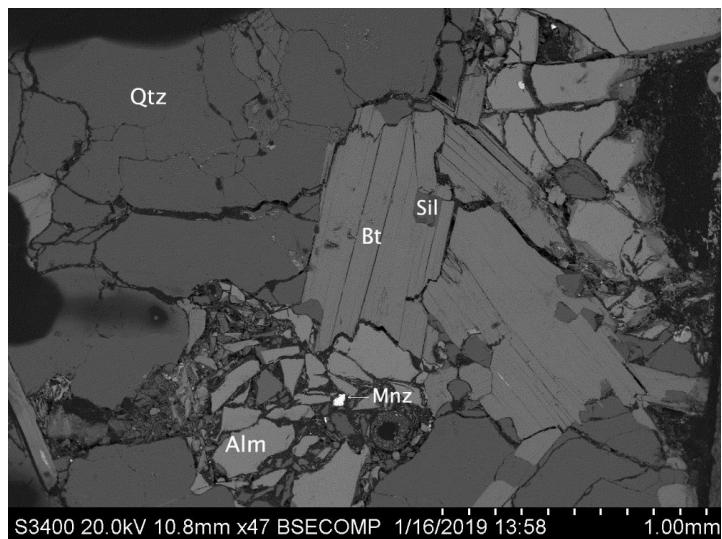


Рис. 1. Образец S180. Зерно альмандин, сохранившее внешнюю форму, но внутренне полностью разрушенное.

Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE)

Fig. 1. Sample S180. Almandine grain, which has retained its external shape, but is completely destroyed internally. Back-scattered electron (BSE) image

Второй тип — Gr–Sil калишпатовые гнейсы, светлые, имеют слегка желтоватый цвет, вокруг зерен альмандина выражены красновато-рыжие ореолы. Приповерхностный керн имеет ярко выраженный красновато-коричневый оттенок и мощную глазурированную светло-красную корку-прокраску. Состоят

из калиевого полевого шпата (50 %), кварца (30 %) и андезина (10 %), которые образуют ксеноморфные зерна, силлиманита (5 %), образующего идиоморфные удлиненные в одном направлении зерна с поперечной трещинноватостью, альмандин (5 %), выделяющегося в виде порфиробластов субдиоморфного до идиоморфного облика. Породы имеют мозаичную (или гранулитовую) структуру (рис. 2), для которой характерны простые полигональные границы лейкократовых минералов (кварца, КПШ, андезина), и массивную текстуру.

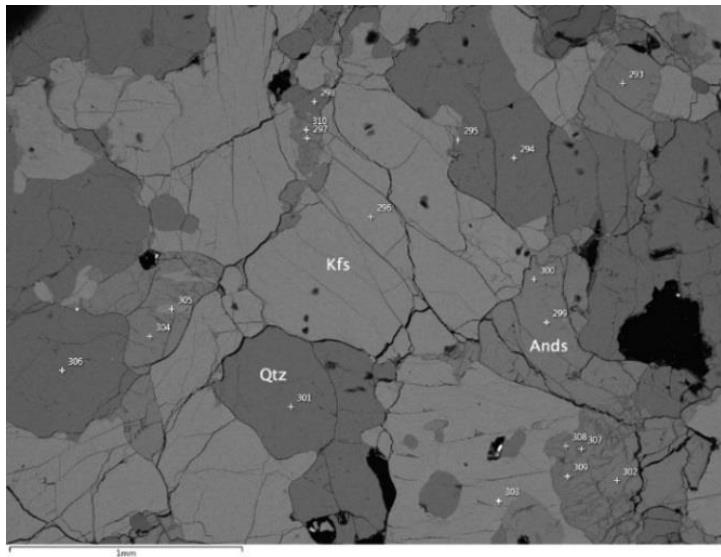


Рис. 2. Образец 037cm01. Общий облик породы с мозаичной структурой. В правом нижнем углу наблюдаются миремкитовые сростки кварца и андезина. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE)

Fig. 2. Sample 037cm01. General appearance of the rock. Myrmecite aggregates of quartz and andesine in the right lower corner. Back-scattered electron (BSE) image

В данном типе пород обнаружен минерал, имеющий цвет от зеленовато-желтого до желтовато-оранжевого, слабое двупреломление и показатель преломления до 1,47. Он развивается по силлиманиту и рассматривается как вторичный. По составу является водным силикатом алюминия с примесями Fe, Mg и Ti (табл. 1). На основе изучения рамановских спектров можно предполагать, что это диккит.

Третий тип пород — Gr–Sil–Bt калишпатовые гнейсы, имеют ярко выраженный красновато-коричневый оттенок и мощную глазурированную темно-красную корку-прокраску. Несмотря на наиболее сильную трещинноватость на минеральном уровне, из всех описанных образцов данные породы самые плотные, что связано со вторичной цементацией и наиболее интенсивным развитием скального «загара». Состоят из калиевого полевого шпата (35 %) и кварца (35 %), образующих ксеноморфные зерна, силлиманита (15 %), зерна которого имеют удлинение в одном направлении, биотита (5 %), образующего идиоморфные листы, андезина (5 %), выделяющегося в виде ксеноморфных зерен и альмандин (5 %), образующего порфиробласти. Породы имеют лепидогранобластовую структуру и слабополосчатую текстуру.

Таблица 1
Представительные анализы диккита
Table 1
Representative analyses of dickite

Спектр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Сумма
385	47,08	0,99	36,54	1,14	0,7	86,45
400	43,16	1,17	33,09	1,02	0,95	79,39
720	41,34	1,69	33,06	5,35	0,74	82,18
276	44,17	0	34,66	3,66	0,89	83,38
312	45,3	0	35,36	2,16	1,22	84,04
315	47,94	0	31,96	1,5	1,26	82,66
325	41,6	0	32,52	1,56	0,94	76,62
331	47,42	0	23,92	7,7	2,42	81,46
332	44,84	0	36,54	1,92	0,74	84,04
339	47,02	0	36,32	1,46	0,78	85,58

Общий рыжевато-ржавый облик всех изучаемых пород подтверждается микроскопически: в шлифах наблюдается заполнение трещин оксидами и гидроксидами железа.

Калиевые полевые шпаты во всех типах пород представлены членами изоморфного ряда ортоклаз — альбит, а плагиоклазы содержат от 30 до 40 % апортитовой молекулы и представлены андезином. Гранаты существенно альмандиновые с содержанием минала пиропа > 30 %. Биотиты представлены членами флогопит-аннитовой серии, относятся к Mg-разновидности (табл. 2). В изучаемых породах биотит не измененный, как и остальные минералы (кроме силлиманита), имеет чистую поверхность.

Таблица 2
Представительные анализы биотитов
Table 2
Representative biotite analyses

№ образца	Спектр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	T, °C
031cm01v	241	35,05	5,4	14,6	17,68	10,78	0,33	9,2	93,04	683
031cm01v	242	35,03	4,48	14,6	17,03	11,33	0,35	9,38	92,2	659
053cm17	386	38,04	3,87	15,22	13,3	15,81	0	10,33	96,57	683
053cm17	406	37,85	5,12	15,22	14,79	14,13	0	10,32	97,43	708
044cm08	612	38,64	3,41	18,8	17,34	8,88	0,44	8,36	95,87	599
050cm14	787	35,88	3,6	14,77	14,97	12,49	0	8,87	90,58	656
S089	8	35,27	5,41	14,01	18,67	9,83	0,36	9,7	93,25	677
S089	10	31,91	5,24	13,1	19,98	7,28	0,5	8,7	86,71	672
S265	87	37,36	5,27	15,24	17,6	12,04	0,31	10,31	98,13	677
S265	88	36,24	5,26	14,39	17,61	11,93	0,39	10,03	95,85	680
S180	206	35,96	3,68	14,08	13,75	13,83	0,38	10,39	92,07	654
S180	210	34,42	4,74	13,24	16,07	11,99	0	10,04	90,5	679

На основе химического состава биотитов были рассчитаны Р–Т-условия метаморфизма при помощи Ti-термометра (Henry et al., 2005): температуры варьируют от 600 до 720 °С для давления 4–6 кбар (рис. 3). Они соответствуют верхам амфиболитовой фации метаморфизма биотит-силлиманитовой-гранат-калишпатовой субфации по (Бушмин, Глебовицкий, 2008) и коррелируются с минеральным парагенезисом изучаемых пород.

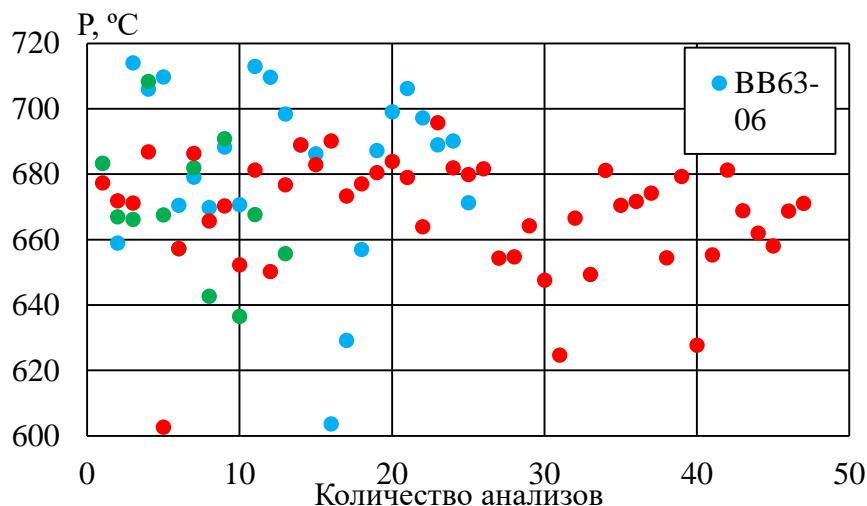


Рис. 3. Диаграмма рассчитанных температур для всех анализов биотитов

Fig. 3. Diagram of calculated temperatures for all biotite analyses

Выводы

Таким образом, в результате проделанной работы можно сделать следующие выводы.

1. Породы зоны современного выветривания оазиса Холмы Ларсеманн представлены тремя видами высокоглиноземистых гнейсов — Gr–Bt–Sil гнейсами, Gr–Sil калишпатовыми гнейсами и Gr–Sil–Bt калишпатовыми гнейсами. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации при температурах от 600 до 720 °С и давлении 4–6 кбар.

2. Современное выветривание проявлено в породах двумя путями: физическое выветривание, выражаемое в трещиноватости пород и минералов, и химическое выветривание. Химическое выветривание выражается в формировании низкотемпературной псевдоморфозы по силлиманиту, вероятно, диккита, но не в преобразовании биотита.

3. Наблюдаемые петрографические особенности пород позволяют предположить, что железо, которое цементирует ряд образцов, появилось в породах извне, но не в результате химического преобразования самих пород.

Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам ИГ РАН Долгих А. В. и Шоркунову И. Г. за предоставленные материалы и обсуждение задач исследований.

Литература

Бушигин С. А., Глебовицкий В. А. Схема минеральных фаций метаморфических пород // Записки РМО. 2008. СXXXVII2 (2). С. 1–13.

Carson C. J., Grew E. Geology of the Larsemann Hills, Antarctica, (1 : 25 000 scale map). Geoscience Australia, Canberra. 2007.

Henry D. J., Guidittic, C. V., Thomson J. A. The Ti-Saturation Surface for Low-to-Medium Pressure Metapelitic Biotite: Implications for Geothermometry and Ti-Substitution Mechanisms // Journal of American Mineralogist. 2005. Vol. 90. P. 316–328. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2005.1498>

Сведения об авторах

Тагирова Алина Рустэмовна

студентка четвертого курса кафедры региональной геологии, Институт наук о Земле, СПбГУ, tagirova_ar@mail.ru

Алфимова Надежда Аркадьевна

кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры региональной геологии, Институт наук о Земле, СПбГУ, n.alfimova@spbu.ru

Tagirova Alina Rustemovna

Student, Department of Regional Geology, Institute of Earth Sciences, SPbSU, tagirova_ar@mail.ru

Alfimova Nadezhda Arkadevna

PhD (Geology & Mineralogy), Associate Professor, Department of Regional Geology, Institute of Earth Sciences, SPbSU, n.alfimova@spbu.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.038

УДК 551.89, 551.35

Д. С. Толстобров, В. В. Колька, А. А. Вашков

Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

СЛЕДЫ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕР В РАЙОНЕ СЕЛА КЕРЕТЬ, КАРЕЛИЯ

Аннотация

Приведены результаты литологического изучения донных осадков озер, расположенных в районе села Кереть, Республика Карелия. В разрезах вскрыты голоценовые отложения морского и современного озерного происхождения. В нескольких озерах в толще морских осадков выделяется прослой, представленный смесью песка и алеврита с обломками раковин и единичными зернами гравия, формирование которого связано с цунами.

Ключевые слова:

осадки цунами, озерные котловины, Белое море, Северная Карелия, голоцен.

D. S. Tolstobrov, V. V. Kolka, A. A. Vashkov
Geological Institute of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

RECORDS OF THE CATASTROPHIC EVENT IN BOTTOM SEDIMENTS OF LAKES NEAR KERET VILLAGE, KARELIA

Abstract

The results of a lithological study of the bottom sediments of the lakes, located in the area of the Keret village, Karelia, are presented. Holocene marine and lacustrine sediments were identified. In several lakes within the marine sediments there is a layer, represented by sand and silt with fragments of shells and with gravel. The formation of this layer is associated with tsunami.

Keywords:

tsunami sediments, lake basins, White Sea, North Karelia, Holocene.

Введение

В разрезах донных отложений озерных котловин, расположенных на морских побережьях, часто отмечается нарушенное залегание осадков, образование которых связано с проявлением цунами. Такие осадки отмечаются в озерах Норвегии (Bondevik et al., 2003), Японии (Urabe, 2017), Чили (Kempf et al., 2017), они также обнаружены в озерах Кольского полуострова, на баренцевоморском побережье (Толстобров и др., 2018). В последнее время установлено, что в Беломорском регионе в голоцене были многочисленные землетрясения с магнитудой более 6 (Никонов, Шварев, 2013). На это указывают распространенные сейсмотектонические уступы, ущелья, рвы и трещины в кристаллических породах и сейсмогравитационные обвалы, обрушения и оползни в рыхлых четвертичных отложениях. Наряду с этим исследователи описывают проявление исторических цунами в пределах Белого моря (Евзеров, 2014; Никонов, 2007, 2015), однако в разрезах донных осадков озерных котловин следов этих цунами до настоящего времени отмечено не было. В данной работе приводятся новые литологические данные осадков озер в районе с. Кереть (Карелия), в которых обнаружены следы голоценового цунами.

Район исследования

Район исследований находится на севере Республики Карелия, в окрестностях села Кереть, где на небольшом участке побережья (размером 3 × 3 км) проведено изучение осадков в трёх озерных котловинах с отметками уровня воды в них от 4 до 19,9 м над уровнем моря (н. у. м.) (рис. 1). Изученные озера находятся в пределах холмистой низменности и занимают эродированные ледником депрессии в породах Чупинского парагнейсового пояса и Керетского зеленокаменного пояса с массивами гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (Слабунов, 2008). На северо-востоке от района исследования располагается Кандалакшский грабен, который относится к основным структурным элементам рельефа фундамента Балтийского щита.

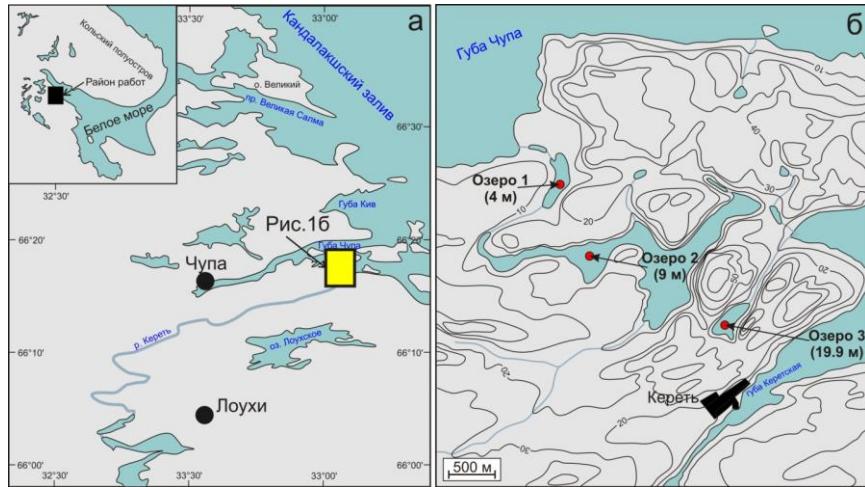


Рис. 1. Положение района исследования (а) и изученных озерных котловин в районе села Кереть (б)

Fig. 1. The location of the study area (a) and the studied lake basins near the village of Keret (b)

Методы исследования и материалы

Донные отложения из озерных котловин были отобраны при помощи переносного поршневого бура со льда. Бурение проводилось до коренных пород в наиболее глубоких местах озера, на участках с плоским дном. Длина каждого керна составляла 1 м, диаметр 54 мм, керны отбирались с перекрытием в 10 см. В полевых условиях по визуально определяемым признакам (цвет, текстура, включения, механический состав) выполнялось литологическое описание и проводилось опробование осадков на диатомовый анализ и радиоуглеродное датирование. Высотное положение озёр определялось по картам масштаба 1 : 25 000 и 1 : 50 000. В результате были исследованы три озёрные котловины. Ниже приведена краткая характеристика каждого озера и литологическое описание вскрытых осадков.

Озеро 1 — Тростяное ($N66^{\circ}17'57.0''$ $E033^{\circ}31'19.9''$) находится на абсолютной отметке (абс. отм.) 4 м н. у. м. Котловина озера неправильной, вытянутой формы, размером 600×150 м, площадью $0,08$ км 2 . Берега заросли. В южной части в озеро впадает небольшой ручей, с северной стороны из озера вытекает небольшой ручей. Порог стока из озера 4,0 м.

Описание разреза донных отложений снизу вверх (рис. 2, озеро 1):

6,00–4,09 м — алеврит серого, темно-серого цвета с оливковым оттенком. Отмечается неясная слоистость, выраженная изменением оттенка цвета. На глубине 4,40–4,50 м отмечается прослой алеврита с песком и обломками раковин. Переход в вышележащий интервал постепенный. На глубинах 4,90 и 5,00 м отмечаются единичные обломки раковин.

4,09–3,90 м — гиттия. Тонкое переслаивание черных, темно-серых, коричневато-зеленых слойков мощностью первые миллиметры.

3,90–3,85 м — гиттия темно-серо-коричневая, шоколадно-коричневая, разжижена.

Озеро 2 — Большое Черливое ($N66^{\circ}17'33.2''$ $E033^{\circ}31'48.8''$) на абс. отм. 9,2 м н. у. м. имеет неправильную, изогнутую форму (рис. 1, б). Вытянуто с запада на восток более чем на 3 км. Площадь 0,88 км². В озеро впадает несколько ручьев в северной и южной частях озера. Из западной части озера вытекает ручей, который впадает в озеро Тростяное. Отбор кернов донных осадков проводился в западной части озера.

Описание разреза донных отложений снизу вверх (рис. 2, озеро 2):

6,00–4,32 м — глина слоистая, неясно-слоистая, серого цвета. В интервале встречаются единичные зерна гравия. Вверх по разрезу постепенно происходит изменение грансостава отложений.

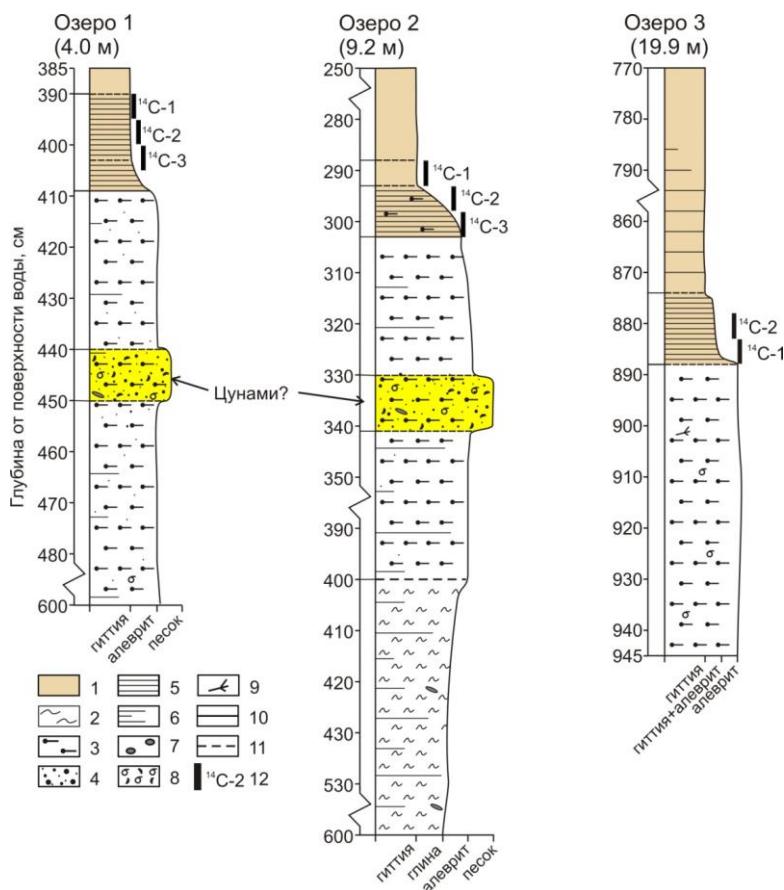


Рис. 2. Разрезы донных осадков озёр, расположенных в районе с. Кереть:

1 — гиттия; 2 — глина; 3 — алевріт; 4 — песок;
5 — слоистость; 6 — неясная слоистость; 7 — гравій / галька; 8 — обломки раковин; 9 — растительные остатки; 10 — резкая граница; 11 — постепенная граница; 12 — интервал на радиоуглеродное датирование

Fig. 2. Sections of bottom sediments of lakes located near the village of Keret.
Legend: 1 — gyttja; 2 — clay; 3 — silt; 4 — sand; 5 — lamination; 6 — weak lamination; 7 — gravel / pebble; 8 — fragments of shells; 9 — plant remains; 10 — sharp boundary; 11 — gradual boundary; 12 — interval for radiocarbon dating

4,32–3,03 м — алеврит слоистый, неясно слоистый, бежево-серого цвета. В интервале 3,41–3,30 отмечается прослой песка мелко-среднезернистый, с обломками раковин и единичными зернами гравия.

3,03–2,93 м — тонкослоистый интервал, сложенный гиттией с алевритом. Вверх по разрезу меняется цвет интервала от темно-серого до бежево-серого, а также содержание алеврита постепенно уменьшается.

2,93–2,88 м — гиттия светло-коричневого цвета с желтоватым оттенком.

2,88–2,50 м — гиттия коричневого цвета, монотонная.

Озеро 3 — Малое Черливое ($N66^{\circ}17'07.0''$ $E033^{\circ}33'42.5''$) находится на abs. отм. 19,9 м н. у. м. Котловина озера овальной формы, вытянута с юго-запада на северо-восток (рис. 1, б). Размер 500×150 м, площадь $0,06 \text{ км}^2$. На северо-востоке из озера вытекает ручей. Берега залесены. С северо-западной и юго-восточной стороны склоны холмов, высота вершин которых 50–60 м.

Описание разреза донных отложений снизу вверх (рис. 2, озеро 3):

9,45–8,88 м — алеврит серого цвета (с оливковым оттенком), с растительными остатками, встречаются единичные обломки раковин.

8,88–8,74 м — алеврит с гиттией. Интервал слоистый. Вверх по разрезу количество алеврита постепенно уменьшается. Цвет слоев темно-серый до черного, коричнево-оливковый. Мощность слоев — первые миллиметры.

8,74–7,70 м — гиттия слоистая, темно-коричневая до черной.

Результаты и их обсуждение

В озерных котловинах были обнаружены осадки морского происхождения, которые через переходную зону сменяются современными озерными отложениями (гиттией). В разрезах озер 1 и 2 (рис. 2) в морских осадках обращает на себя внимание интервал мощностью около 10 см примерно в 0,3–0,35 м ниже переходной зоны, который сложен алевритами с примесью песка и редкой галькой, обломками раковин. Подобные аккумуляции характерны краткосрочным периодам с повышенной волновой активностью в прибрежной зоне моря и могут быть связаны в том числе с катастрофическими событиями (цунами). Осадки этого события находятся в толще морских отложений озера 2 (с порогом стока 9,2 м). По нашему мнению, котловина озера в это время представляла собой неровность морского дна узкого пролива, береговая линия которого располагалась на отметках выше 10 м. При этом в разрезе озера 3 (с высотой порога стока 19,9 м) осадков цунами не отмечается. Озеро 3 в это время было уже изолировано от морского бассейна, волновая активность моря не могла влиять на осадконакопление в этом озере. Поэтому мы можем определить, что граница моря не была выше 19 м во время этого события. Учитывая современное среднее значение прилива 2 м в данном районе, положение береговой линии сокращается до интервала 12–17 м. Ранее для района п. Чупа была построена кривая (Колька и др., 2015), которая отражает изменение положения береговой линии моря в голоцене. Сопоставление данного интервала высот 12–17 м с этой кривой указывает на интервал времени 1900–2600 лет назад, в который могло произойти данное катастрофическое событие.

Можно предположить, что причиной образования цунами в районе с. Кереть могло стать землетрясение. Так, в работе А. В. Мараханова и Ф. А. Романенко (2014) приводятся данные о сейсмодислокациях и свежих сейсморазрывах, уходящих под воду на островах в западной части

Кандалакшского залива, в районе шхер, которые являются прямым подтверждением существования очагов мощных землетрясений. Авторы определили возраст последних крупных сейсмических событий с эпицентрами вблизи о. Великого и пролива Великая Салма (25 км к северу от района работ) — 500 и 1800 лет назад (Мараханов, Романенко, 2014). Таким образом, формирование прослоев алеврита с примесью песка и редкой галькой, обломками раковин в озерах 1 и 2 можно соотнести с волновой деятельностью в результате сейсмического события около 1800 лет назад.

Аналогичное событие было зафиксировано в историческое время. Речь идет о землетрясении в западной части Кандалакшского залива, зафиксированном 20 мая 1967 г. несколькими сейсмическими станциями и очевидцами (Никонов, 2015). Интенсивность сотрясения, эпицентр которого располагался под дном залива, составила V–VI баллов, а магнитуда (по уточненным данным) равнялась 4,1 ($\pm 0,2$). Колебания ощущались на довольно значительной площади. На побережье данное землетрясение сопровождалось цунами.

В настоящее время проводится радиоуглеродное датирование донных отложений озерных котловин. Новые данные возраста помогут более точно определить время проявления сейсмического события. Также авторам видится необходимость проведения дополнительных работ для определения масштабов проявления данного события.

Выводы. В разрезах донных отложений озерных котловин обнаружены следы голоценового цунами, возможно, связанного с сейсмическим событием с эпицентром вблизи о. Великого и пролива Великая Салма. Уровень моря в районе с. Кереть во время проявления этого события располагался в интервале высот 12–17 м. Примерное время проявления катастрофического события составляет 1800–2600 лет назад.

Работа выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН (тема 0226–2019–0054) при частичной поддержке гранта РФФИ № 18-09-40110-Древности.

Литература

- Евзеров В. Я. Ужасное событие, случившееся в 1888 году в селе Кашкаранцы // Природа. 2014. № 5. С. 74–77.
- Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С., Толстоброва А. Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковые и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чупа (Северная Карелия) // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18, № 2. С. 255–268.
- Мараханов А. В., Романенко Ф. А. Новые данные о послеледниковых сейсмодислокациях Северной Карелии (Карельский берег Белого моря) // Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI веке: мат-лы докл. всерос. конф. Архангельск, 2014. С. 137–140.
- Никонов А. А. Древнее цунами на Соловецких островах // Природа. 2007. № 9. С. 33–40.
- Никонов А. А. Небывалое бедствие в селе Кашкаранцы // Природа. 2015. № 1. С. 51–55.
- Никонов А. А., Шварев С. В. Голоценовая тектоническая активность и сейсмичность Беломорского бассейна // Тезисы доклада на заседании

Палеосейсмологического семинара ИФЗ РАН от 16 декабря 2013 г. URL: <http://www.ifz.ru/fundamental/tektonicheskaja-aktivnost-belowmorskogo-basseina/> (дата обращения: 21.08.2019).

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.

Толстобров Д. С., Толстоброва А. Н., Колька В. В., Корсакова О. П., Субетто Д. А. Возможные следы голоценовых цунами в озерных отложениях в районе пос. Териберка (Кольский полуостров) // Труды Карельского научного центра РАН. 2018. № 9. С. 92–102.

Bondevik S., Mangerud J., Dawson S. Record-breaking height for 8000-year-old tsunami in the North Atlantic // EOS. 2003. Vol. 84. P. 289–293.

Kempf P., Moernaut J., Van Daele M., Vandoorne W., Pino M., Urrutia R., De Batist M. Coastal lake sediments reveal 5500 years of tsunami history in south central Chile // Quaternary Science Reviews. 2017. Vol. 161. P. 99–116.

Urabe A. Reconstruction of tsunami history based on event deposits in the Niigata area, eastern coast of the Sea of Japan // Quaternary International. 2017. Vol. 456. P. 53–68.

Сведения об авторах

Толстобров Дмитрий Сергеевич

кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Колька Василий Васильевич

кандидат геолого-минералогических наук, доцент, заведующий лабораторией, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, kolka@geoksc.apatity.ru

Вашков Андрей Александрович

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, vashkov@geoksc.apatity.ru

Tolstobrov Dmitry Sergeevich

PhD (Geology & Mineralogy), Junior Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Kolka Vasily Vasiljevich

PhD (Geology & Mineralogy), Associate Professor, Head of Laboratory, Geological Institute of FRC KSC RAS, kolka@geoksc.apatity.ru

Vashkov Andrey Aleksandrovich

PhD (Geology & Mineralogy), Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, vashkov@geoksc.apatity.ru

А. Н. Толстоброва, Д. С. Толстобров, В. В. Колька
Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

СЛЕДЫ ТРАНСГРЕССИИ МОРЯ ТАПЕС В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕР В ДОЛИНЕ РЕКИ ВОРОНЬЯ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Аннотация

В 2018–2019 гг. в ходе комплексной экспедиции были проведены полевые палеолимнологические исследования в долине реки Воронья Кольского полуострова. В разрезах двух озер (23,5 и 29,0 м) вскрыты осадки, формирование которых проходило, возможно, во время трансгрессии Тапес в Баренцевом море. Во время трансгрессии уровень моря не поднимался выше высотной отметки 31 м.

Ключевые слова:

донные отложения, озера, трансгрессия Тапес, Кольский полуостров, голоцен.

A. N. Tolstobrova, D. S. Tolstobrov, V. V. Kolka
Geological Institute of FRC KSC RAS, Apatity, Russia

RECORDS OF THE TAPES SEA TRANSGRESSION IN BOTTOM SEDIMENTS OF LAKES IN THE VORONIA VALLEY, KOLA PENINSULA

Abstract

During a complex expedition in 2018–2019, field paleolimnological studies were fulfilled in the Voronya river valley of the Kola Peninsula. In sections of two lakes (23,5 and 29,0 m) sediments, the formation of which occurred during possibly the Tapes transgression in the Barents Sea, were discovered. During the transgression, sea level did not rise above the altitude of 31 m.

Keywords:

bottom sediments, lakes, transgression Tapes, Kola Peninsula, Holocene.

Введение

Территория северо-востока Фенноскандинавского щита является классическим районом изучения изменений положения береговой линии моря, связанных с неотектоническими движениями земной коры. На побережье с конца позднего дриаса отмечается регрессия моря, которая прерывается среднеголоценовой трансгрессией Тапес (Толстобров и др., 2018; Corner et al., 1999, 2001; Romundset et al., 2011; Snyder et al., 1997). Максимум трансгрессии приходится примерно на 7500 л. н. (кал.). После отмечается регрессия моря со средней скоростью от 2 до 4 мм/год, которая постепенно снижается. В данной работе приводятся новые литологические данные о возможных следах трансгрессии Тапес в осадках озер, расположенных в долине реки Воронья, Кольский полуостров.

Район исследования

Район исследования находится на севере Кольского региона, в районе долины р. Воронья (рис. 1, A), ниже Серебрянской ГЭС-2. Долина реки простирается с юга на север. Относительно краевых образований район исследования располагается в 6 км на восток от внешней полосы пояса II, формирование которого соотносится с похолоданием в древнем дриасе (Система..., 2010). Дневная поверхность района исследования представлена различными гранитоидами архейского возраста (Геологическая..., 1996). Рельеф

в районе сильно расчлененный, с небольшими сопками и плато, имеющими абсолютную высоту до 240 м н. у. м. и крутые склоны. В долине реки отмечается комплекс голоценовых морских террас, высота которых достигает 68 м относительно современного уровня моря (Кошечкин и др., 1971).



Рис. 1. Положение района исследования (A) и изученных озерных котловин в районе долины р. Воронья (Б)

Fig. 1. The location of the study area (A) and the studied lake basins in valley of the Voroniya River (B)

Фактический материал

В 2018–2019 гг. методом изолированных бассейнов (Колька и др., 2013) здесь были изучены донные отложения озерных котловин. В данной работе приводятся литологические данные трёх озёр, расположенных на высотных отметках 23,5, 29,0 и 31,0 м над современным уровнем моря (н. у. м.) (рис. 1, Б).

Озеро 31.0 ($N69^{\circ}00'20.2"E35^{\circ}39'49.1'$). Озеро треугольной формы, максимальная глубина 7,4 м, в точке отбора керна — 3,3 м. Размер 230 x 100 м, площадь 0,023 км². В северной части из озера вытекает ручей. На северо-западном берегу отмечается небольшое болото, судя по всему, на месте которого ранее была протока к озеру Меньковому. Высота порога стока 31 м (н. у. м.).

Описание разреза донных отложений снизу вверх:

472–470 см — песок с гравием, с галькой, серого цвета, промытый. Галька размером до 5 см. Переход в вышележащие осадки постепенный.

470–465 см — алеврит с песком, с диатомитом(?), серого цвета. Интервал представляет собой постепенный переход от песков к диатомиту(?).

465–445 см — диатомит(?) серого цвета, светло-серого цвета с темно-серыми пятнами, с темными слойками, без минеральной части. Переход в вышележащие породы неровный, четкий.

445–401 см — гиттия коричневая, неясно-слоистая. На глубине 435 и 422 см тонкие прослои светло-серого цвета. С растительными остатками.

С минеральной частью, которая постепенно исчезает вверх по разрезу. В интервале 401–405 см гиттия темно-коричневая.

401–386 см — гиттия светло-коричневая, монотонная.

386–366 см — гиттия светло-коричневая с оливковым оттенком, слоистая, неяно-слоистая, рыхлая.

366–330 см — гиттия темно-коричневая, (по цвету — как в интервале 430–401), монотонная, разжижена.

Озеро 29.0 (69°01'59.9" E 35°41'29.9"). Озеро Безымянное, имеет овальную форму, размер 380 x 230 м, площадь 0,08 км². В западной части в озеро впадает ручей, из восточной части вытекает ручей. Максимальная глубина около 11 м. Отбор донных осадков проводили на глубине 2,50 м в восточной части озера.

Описание разреза донных отложений снизу вверх (рис. 2, озеро 29):

600–587 см — глина голубовато-серая, монотонная. В нижней части (интервал 599,5 -600 см) отмечается песок серый м/ср/з. На границе с вышележащим слоем отмечается темно-серый слоек мощностью 2 мм.

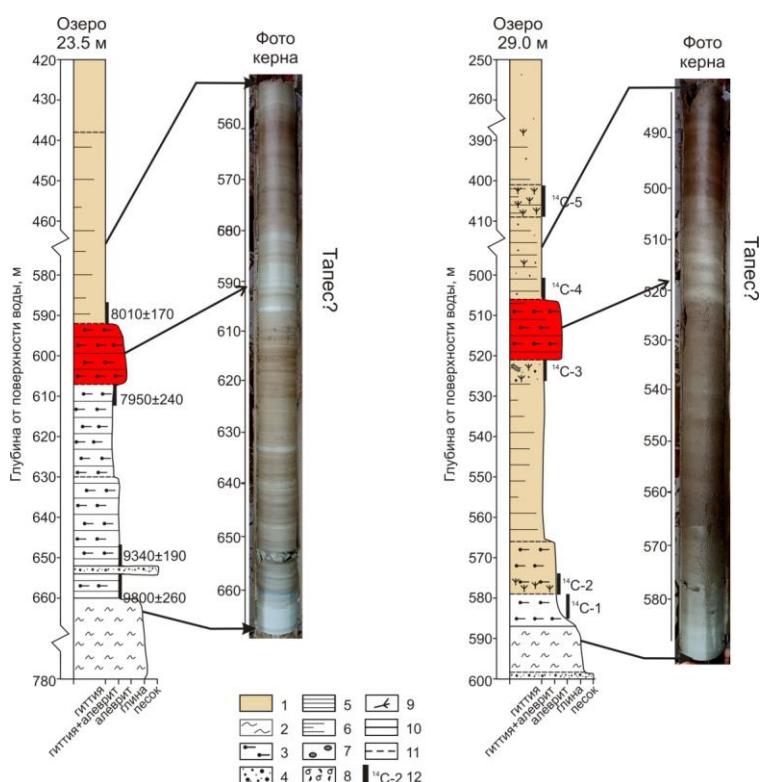


Рис. 2. Разрезы донных осадков озёр, расположенных в долине р. Воронья:

1 — гиттия; 2 — глина; 3 — алеврит; 4 — песок;

5 — слоистость; 6 — неясная слоистость; 7 — гравий / галька; 8 — обломки раковин; 9 — растительные остатки; 10 — резкая граница; 11 — постепенная граница; 12 — интервал на радиоуглеродное датирование

Fig. 2. Sections of bottom sediments of lakes located in the valley of the Voroniya River.

Legend: 1 — gyttja; 2 — clay; 3 — silt; 4 — sand; 5 — lamination; 6 — weak lamination; 7 — gravel / pebble; 8 — fragments of shells; 9 — plant remains; 10 — sharp boundary; 11 — gradual boundary; 12 — interval for radiocarbon dating

587–579 см — переходный интервал от глин к гиттии. Появляется оливковый оттенок, связанный с появлением органики. Постепенно вверх по разрезу количество органического материала увеличивается.

579–566 см — гиттия с алевритом (глиной), неслоистая, светло-коричневого цвета. На глубине 579—575 отмечаются макроостатки растительности.

566–521 см — гиттия коричневая, неясно-слоистая. При отборе на радиоуглеродное датирование в интервале 521–526 отмечались единичные зерна гравия, песок кр/з и крупные остатки растений (веточки, палочки).

521–506 см — алеврит с гиттией светло-серого цвета, слоистый.

506–409 см — гиттия коричневая, слоистая, неясно-слоистая. Слоистость обусловлена чередованием коричневых и серовато-коричневых слойков с растительными остатками. Гиттия опесчанена.

409–401 см — гиттия темно-коричневая с большим количеством растительных остатков.

401–250 см — гиттия коричневого цвета с единичными растительными остатками. Отмечается небольшое количество минеральной части (крупнозернистый песок менее 5 %). В интервалах 282–274 см и 264–265 см серого цвета (диатомит?).

Озеро 23.5 (N69°02'21.8"E35°42'30.4"). Озеро круглой формы, размер 310 x 190 м, площадь 0,059 км². Из западной части озера вытекает ручей. В восточную часть озера впадают маленькие ручейки, которые имеют сезонный сток. Берега залесены, восточный берег заболочен.

Описание разреза донных отложений снизу вверх (рис. 2, озеро 23.5):

780–660 — глина серая с голубоватым оттенком, со слойками алеврита и мелкозернистого песка. На глубине 752–754 отмечена линза серого песка.

660–630 см — тонкослоистый интервал алеврита и органики (гиттия). В интервале 654–652 см прослой серого песка.

630–607 см — слой аналогичен нижележащему слою, увеличивается количество органического материала. В интервале 607–612 см отмечаются муаровые текстуры.

607–592 см — слоистый интервал, увеличивается количество алеврита. Вверх по разрезу постепенно слоистость исчезает, увеличивается количество органики. Переход в вышележащую гиттию постепенный.

592–438 см — гиттия с прослойми мощностью 5–7 см, выраженными по изменению цвета. Цвет интервала — от коричневого до зеленовато-коричневого.

438–420 см — гиттия темно-коричневая, монотонная.

Обсуждение и результаты

Анализ литологической последовательности донных отложений из озера 31,0 м показывает, что в начале голоцене данная территория была покрыта морскими водами. При поднятии земной поверхности происходила постепенная изоляция озерной котловины от морского бассейна. Вверх по разрезу донных отложений озера отмечается изменение условий осадконакопления от морских к пресноводным. Таким образом, здесь вскрыта регressiveкая последовательность осадков, какие-либо следы повторного присоединения озерной котловины к морскому бассейну отсутствуют.

В разрезе донных отложений озера 29,0 м отмечается более сложная последовательность осадков. Сначала происходило формирование осадков в морских условиях, затем в результате поднятия земной поверхности произошла изоляция озерной котловины от морского бассейна, стали формироваться озерные осадки (гиттия). Выше по разрезу в озерных осадках отмечается прослой слоистого алеврита с органикой (мощность около 15 см). Формирование этого слоя, видимо, связано с повторным проникновением морского бассейна в пределы озерной котловины.

В толще донных отложений озера 23,5 м выделяются морские осадки, представленные голубовато-серыми глинами с линзами песка. Вверх по разрезу они сменяются осадками переходной зоны, которые представлены слоистой алевритистой гиттией. В разрезе озера отмечается мощная переходная зона (около 70 см). Большая мощность переходной зоны в этом озере указывает на то, что уровень моря долгое время находился на одной и той же высоте. Выше по разрезу отмечается увеличение содержания алеврита, что, видимо, соответствует повышению глубины морского бассейна.

В пределах Фенноскандии поднятие уровня моря в среднем голоцене связано с трансгрессией Тапес. По опубликованным данным, на побережье полуострова Варангер (Romundset et al., 2011) и в районе пос. Дальние Зеленцы (Snyder et al., 1997) во временном интервале 8500–6500 ^{14}C лет назад отмечается трансгрессия с амплитудой 2–5 м. В то же время в долине р. Паз и в районе г. Полярного (Corner et al., 1999, 2001) эта трансгрессия проявилась уже только в виде длительного стояния береговой линии моря на одном уровне (“*stillstand*”).

Таким образом, в начале голоцена в результате регрессии моря происходила постепенная изоляция озерных котловин в пределах долины реки Воронья. Уровень моря опустился практически до порога стока из озера 23,5 м. Котловина озера 23,5 м, в отличие от озера 29,0 м, не была полностью изолирована от морского бассейна. Во время трансгрессии (возможно, трансгрессии Тапес), уровень моря сначала долгое время находился на одной высоте, происходило формирование мощной переходной зоны в разрезе озера 23,5 м. Далее произошло повышение уровня моря. Морской бассейн повторно проникал в пределы озера 29,0 м, но не достигал озерной котловины 31,0 м. Следовательно, в районе исследования во время максимума трансгрессии уровень моря располагался на высотной отметке примерно 30 м.

Необходимо отметить, что в районе пос. Териберка, который расположен в 30 км на северо-запад от района исследования, береговые формы максимума трансгрессии Тапес фиксируются на высотной отметке 22 м (Кошечкин и др., 1971; Толстобров и др., 2018). В районе пос. Дальние Зеленцы, который расположен в 20 км на северо-восток от района исследования, уровень моря во время максимума трансгрессии устанавливается на отметке 15 м (Snyder et al., 1997). Как было написано выше, в районе исследования уровень моря достигал 30 м. Такие расхождения в определении положения высоты береговой линии на таком небольшом участке исследования не позволяют нам уверенно говорить о том, что это следы именно трансгрессии Тапес. С другой стороны, такие расхождения, возможно, связаны с наложением дифференцированных вертикальных движений различных блоков земной коры в пределах района исследования на общий характер поднятия. В настоящее время работы продолжаются. Более достоверные выводы можно будет сделать после проведения диатомового анализа и радиоуглеродного датирования донных осадков озерных котловин.

Выводы

В разрезах донных отложений озера 1 (23,5 м) и озера 2 (29,0 м) вскрыты осадки, формирование которых, возможно, проходило во время трансгрессии Тапес в Баренцевом море. Во время трансгрессии уровень моря не поднимался выше высотной отметки 31 м.

Работа выполнена по теме НИР 0226–2019–0054 лаборатории № 43 Геологического института КНЦ РАН при частичной поддержке гранта РФФИ №18–35–00054–мол_а.

Литература

Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) / гл. ред. Ф. П. Митрофанов. 1 : 500 000. Апатиты, 1996.

Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й., Корнер Г. Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене — голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2013. № 1. С. 73–88.

Коицкин Б. И., Кудлаева А. Л., Первунинская Н. А., Самсонова Л. Я. Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережья Кольского полуострова // Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского п-ова. Л.: Наука. 1971. С. 17–85.

Система Белого моря. Т. И. Природная среда водосбора Белого моря / ред. А. П. Лисицын, И. А. Немировская, В. П. Шевченко. М.: Научный мир, 2010. 479 с.

Толстобров Д. С., Толстоброва А. Н., Колька В. В., Корсакова О. П., Субетто Д. А. Возможные следы голоценовых цунами в озёрных донных отложениях в районе пос. Териберка (Кольский полуостров, Россия) // Труды КарНЦ РАН. 2018. № 9. Сер. Лимнология. Океанология. С. 92–102.

Corner G. D., Yevzerov V. Ya., Kolka V. V., Moller J. J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // Boreas. 1999. Vol. 28, No. 1. P. 146–166.

Corner G. D., Kolka V. V., Yevzerov V. Ya., Moller J. J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. P. 153–175.

Romundset A., Bondevik S., Bennike O. Postglacial uplift and relative sea level changes in Finnmark, northern Norway // Quaternary Science Reviews. 2011. Vol. 30. P. 2398–2421.

Svendsen J. I., Mangerud J. Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway // Journal of Quaternary Science. 1987. Vol. 2, No. 2. P. 113–132.

Snyder J. A., Forman S. L., Mode W. N., Tarasov G. A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // Boreas. 1997. Vol. 26. P. 329–346.

Сведения об авторах

Толстоброва Алена Николаевна

младший научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН,
alexeeva@geoksc.apatity.ru

Толстобров Дмитрий Сергеевич

кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Колька Василий Васильевич

кандидат геолого-минералогических наук, доцент, заведующий лабораторией, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, kolka@geoksc.apatity.ru

Tolstobrova Alena Nikolaevna

Junior Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, alexeeva@geoksc.apatity.ru

Tolstobrov Dmitry Sergeevich

PhD (Geology & Mineralogy), Junior Researcher, Geological Institute of FRC KSC RAS, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Kolka Vasily Vasiljevich

PhD (Geology & Mineralogy), Associate Professor, Head of Laboratory, Geological Institute of FRC KSC RAS, kolka@geoksc.apatity.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.040

УДК 551.248.2 : 551.79

В. А. Чеботарева

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В РАЗРЕЗЕ НИЗКОЙ ТЕРРАСЫ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

Аннотация

В ходе работ научно-исследовательской практики по четвертичной геологии ИНОЗ СПбГУ были получены новые данные о геологическом строении позднеледниковой толщи и особенностях современного рельефа юго-западного Прионежья. Эти данные указывают на признаки дифференцированных голоценовых движений амплитудой до 15 м, причем опускания приурочены к полосе побережья в районе Гиморецкой Щельги и связаны, видимо, с молодыми сбросовыми нарушениями северо-западного простирания.

Ключевые слова:

четвертичная геология, позднеледниковые, Прионежье, Гиморецкая Щельга, голоценовые движения, сбросовые нарушения.

V. A. Chebotareva

Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

LATE AND POST GLACIAL SEDIMENTS IN THE SECTION OF A LOW TERRACEON, THE SOUTHWEST COAST OF LAKE ONEGA

Abstract

In the course of the research work on the Quaternary Geology of the Institute of Earth Sciences of St. Petersburg State University, new data were obtained on the geological structure of the Late Glacial stratum and the features of the modern relief of the south-western Prionezhie. These data indicate signs of differentiated Holocene movements with an amplitude of up to 15 m, with subsidence occurring along the coastal strip in the area of the Gimoretsky Schelga, and are apparently related to young faults of the north-west strike.

Keywords:

quaternary geology, late glacial, Onega region, Gimoretsky Shchelga, golocene movements, fault dislocations.

Введение

Современная модель развития онежских палеобассейнов в поздне- и послеледниковое время основана на представлении о неравномерном гляциоизостатическом перекосе котловины Онежского озера, при котором амплитуда поднятия закономерно увеличивается с юго-востока на северо-запад, ось перекоса проходит через исток р. Свирь в северо-восточном направлении, а изобазы одновозрастных террас имеют в целом вид параллельных прямых северо-восточного простириания с постоянным заложением (Демидов, 2006). Вместе с тем уже более полувека известны непреодолимые противоречия, возникающие при корреляции голоценовых отложений южного Прионежья, при которой одновозрастные бассейновые и субаэральные отложения оказываются на одинаковых гипсометрических отметках, что Г. С. Бискэ с соавторами объяснили влиянием молодых дифференцированных движений (Бискэ и др., 1966, 1967).

Материал и методика исследований

Район исследования расположен в юго-западном Прионежье, на побережье Гиморецкой бухты, у дер. Володарская при устье р. Куковки (рис. 1). Фактические материалы были получены автором в ходе работ научно-исследовательской практики по четвертичной геологии Института наук о Земле СПбГУ под руководством М. В. Шитова в 2018 г. В основу работы положено описание пяти опорных разрезов, четыре из которых были описаны автором. Описание ещё одного разреза в районе дер. Каскесручей предоставлено М. В. Шитовым. Изученные разрезы расположены на протяжении 1,0 км вдоль берега Онежского озера, где почти в непрерывных обнажениях вскрывается поздне- и послеледниковая толща. В них были задокументированы особенности геологического строения этой толщи, характерные структуры и текстуры, в том числе деформационные, литологический состав, установлены форма и взаимоотношения геологических тел, связанные с различными онежскими палеобассейнами, и связь этих тел с современным и погребенным рельефом.

Результаты и их обсуждение

Как видно на рисунках 1 и 2, отметки тыловых швов низкой террасы закономерно повышаются с юго-востока на северо-запад от 35–40 м абс. высоты в районе Гиморецкой Щельги и дер. Гимрека, до 40–45 м абс. в низовьях р. Куковки, у дер. Володарской, и до 50–55 м абс. к северу от дер. Каскесручей, т. е. площадка этой террасы перекошена 10–15 м. При этом береговые обрывы повышаются от 3 м в устье р. Куковки до 10 м у дер. Каскесручей, а к югу от дер. Гимрека абразионный берег сменяется аккумулятивным (рис. 1).

Как видно на рис. 2, к северу и к югу от устья р. Куковки разрезы имеют принципиально разное строение. Это выражается в составе и строении пачек, высоте разрезов и наличии в них деформаций, морозобойных трещин и криотурбаций. В разрезах северной группы (№ 1–3 и 5 на рисунках 1 и 2) в основании залегает осташковский тилл — диамиктон валунный, серовато-коричневый, видимой мощностью более 2 м, которого в южном (№ 4) разрезе мы не наблюдаем. Там весь разрез представлен однообразными, хорошо сортированными мелко-среднезернистыми песками с косой слойчатостью (рис. 2, рис. 3, 5).



Рис. 1. Местоположение района работ, тыловые швы низких террас и предполагаемые направления голоценовых движений

Fig. 1. Work area location, rear seams of low terraces and prospective directions of Holocene movements

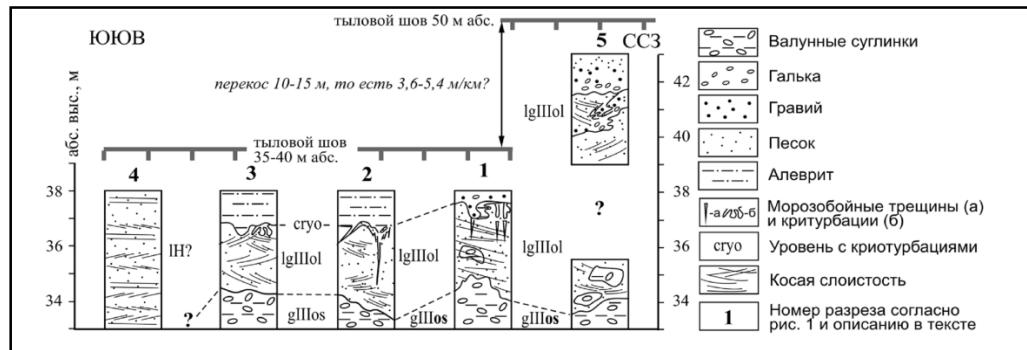


Рис. 2. Корреляция разрезов поздне- и послеледниковых отложений юго-западного побережья Онежского озера в районе р. Куковки — дер. Каскесручей

Fig. 2. Correlation of sections of late and postglacial sediments of the southwestern coast of Lake Onega in the area of the Kukovka River — Kaskesruci Village

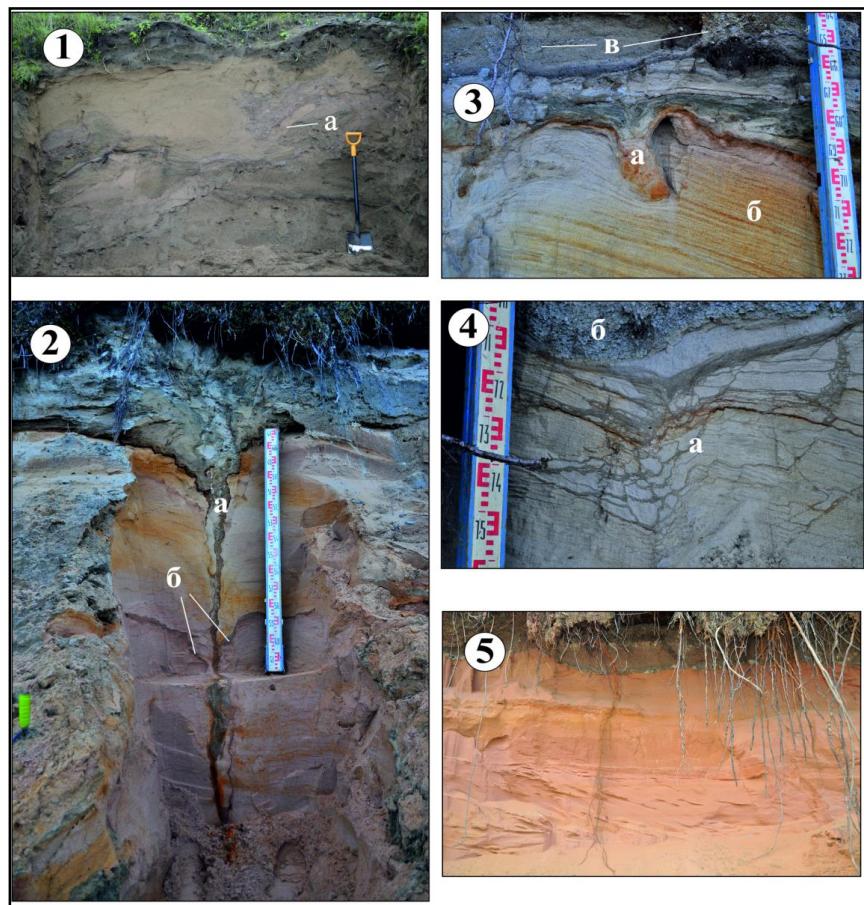


Рис. 3. Характерные структурно-текстурные особенности:
1 — деформации (а) в озерно-ледниковых отложениях разреза № 5;

2 — морозобойная трещина в разрезе № 2 (*а* — заполнение, *б* — ступенчатые сбросы); 3 — инволюции (*а*), мощная косая серия (*б*) и гравийно-галечные отложения в разрезе № 1; 4 — сетчатые криотекстуры (*а*) и гравийно-галечные отложения (*б*) в разрезе № 1; 5 — характер слоистости в голоценовых (?) озерных отложениях в разрезе № 4

Fig. 3. Typical structural and textural features:

1 — deformation (*а*) in the lake-glacial sediments of section No. 5; 2 — frost crack in the section No. 2 (*а* — filling, *б* — stepwise faults); 3 — involutions (*а*), powerful oblique series (*б*) and gravel-pebble sediments in the section No. 1; 4 — mesh cryotexture (*а*) and gravel-pebble sediments (*б*) in the section No. 1; 5 — the nature of lamination in Holocene (?) lake sediments in the section No. 4

В разрезах северной группы тилл перекрыт средне-грубозернистыми песками с троговой слоистостью (подводных береговых валов?) и мощными косыми сериями (рис. 3, 3), которые выше сменяются песками, алевритами, гравием, галькой с редкими крупными валунами и разнообразными деформациями — кон- и инволюциями, внедрениями (рис. 3, 3), следами ликвефакции (сейсмиты?), а также сетчатыми криотекстурами (рис. 3, 4) и морозобойными трещинами вертикальной протяженностью до 2,5 м (рис. 3, 2). Всего было отмечено наличие пяти морозобойных трещин, что, наряду с криотекстурами и криотурбациями, указывает на позднеледниковый возраст отложений разрезов северной группы, откуда следует, что в устье р. Куковки на одном гипсометрическом уровне находятся разновозрастные отложения, граница между которыми проходит приблизительно по руслу реки.

Выводы

Наличие позднеледниковых отложений в разрезе низкой террасы вступает в противоречие с известной схемой перекоса террас Онежского приледникового озера И. Н. Демидова (Демидов, 2006): в районе устья р. Куковка они должны находиться приблизительно на тех же высотных отметках, что и у дер. Каскесручей, т. е. на 5 м выше, что, наряду с отчетливым перекосом тыловых швов на 10–15 м, указывает, вероятно, на голоценовые дифференцированные движения в районе Гиморецкой Щельги, предполагавшиеся еще Г. С. Бискэ и Г. Ц. Лаком (Бискэ и др., 1967). Эти движения контролируются, скорее всего, нарушениями северо-западного (параллельно берегу озера) и субширотного (параллельно руслу р. Куковки) простирания.

Полевые работы были проведены в ходе научно-исследовательской практики по четвертичной геологии ИНОЗ СПбГУ на УНБ «Свирская».

Благодарности

Выражаю огромную благодарность М. В. Шитову как руководителю практики, а также всем остальным участникам экспедиции — студентам геологического и географического направления — за оказанную помощь в работе.

Литература

Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д. Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой // Развитие морских берегов в условиях колебательных

движений земной коры: мат-лы X научно-координационной сессии по проблеме «Перемещение наносов и формирование толщ прибрежных отложений в условиях вертикальных движений». Таллин: Изд. ВАЛГУС, 1966. С. 178–182.

Бискэ Г. С., Лак Г. Ц. О причинах послеледниковых колебаний береговых уровней на юго-восточной окраине Балтийского щита // *Baltica*. 1967. Vol. 3. С. 203–213.

Демидов И. Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковые // Тр. Кольского науч. центра РАН. 2006. Сер. «Геология и полезные ископаемые Карелии». Вып. 9. С. 171–181.

Сведения об авторе

Чеботарева Виктория Александровна

студентка, СПбГУ, Институт наук о Земле, vika.chebotaryowa@yandex.ru

Chebotareva Viktoria Alexandrovna

Student, SPbSU, Institute of Earth Sciences, vika.chebotaryowa@yandex.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.041

УДК 550.93 : 553.83

А. В. Чистякова¹, Р. В. Веселовский^{1, 2}, Д. В. Семёнова³, А. М. Фетисова^{1, 2}

¹ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

² Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ КРАСНОЦВЕТОВ РУССКОЙ ПЛИТЫ (РАЗРЕЗЫ ЖУКОВ ОВРАГ И НЕДУБРОВО)

Аннотация

Представлены первые результаты U–Pb LA–ICPMS датирования детритных цирконов из пермо-триасовых красноцветов Московской синеклизы: две пробы представляют пограничный Р–Т интервал опорного разреза Жуков Овраг, третья пробы отобрана из разреза Недуброво, стратиграфическая позиция которого неоднозначна. Полученные результаты свидетельствуют о значимом различии питающих провинций позднепермских и раннетриасовых осадочных бассейнов, что подтверждает перспективность использования метода детритных цирконов для решения вопросов стратиграфии Р–Т отложений Русской плиты.

Ключевые слова:

детритные (обломочные) цирконы, U–Pb геохронология, пермь, триас, Русская плита.

A. V. Chistyakova¹, R. V. Veselovskiy^{1, 2}, D. V. Semenova³, A. M. Fetisova^{1, 2}

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

³ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

FIRST DATA ON U–PB DATING OF DETRITAL ZIRCONS FROM THE PERMIAN–TRIASSIC REDBEDS OF THE RUSSIAN BASIN (THE ZHUKOV RAVINE AND NEDUBROVO OUTCROPS)

Abstract

We present the first results of U–Pb L–ICPMS dating of detrital zircons from the Permian–Triassic redbeds of the Moscow Basin: two samples were taken close to the P–Tr boundary of the Zhukov Ravine reference section; the third sample represents the Nedubrovo outcrop with an uncertain stratigraphic position. The results show a significant difference between the provenance of the Late Permian and Early Triassic sedimentary basins; we use this conclusion to clarify the stratigraphic position of the Nedubrovo sediments.

Keywords:

detrital zircons, U–Pb geochronology, Permian-Triassic boundary, Russian Basin.

Введение

Пермо-триасовый осадочный комплекс занимает значимую позицию в структуре чехла Восточно-Европейской платформы и широко развит в пределах осадочных бассейнов Русской плиты, в частности Московской синеклизы. В его составе отложения верхней перми и нижнего триаса представлены терригенными красноцветами, накопление которых происходило, главным образом, в условиях пересыхающих мелких водоемов и речных долин. Указанные обстановки осадконакопления предопределили стратиграфическую неполноту отдельно взятых разрезов и значительную фациальную изменчивость по латерали, что, наряду с отсутствием региональных литологических маркеров и в ряде случаев ограниченными возможностями использования палеонтологического метода, существенно затрудняет региональную корреляцию пограничных пермо-триасовых осадочных толщ. Магнитостратиграфический метод давно и успешно используется для определения и уточнения стратиграфической позиции пермо-триасовых разрезов Восточно-Европейской платформы, однако и его возможности нередко ограничены ввиду трудности учета стратиграфической неполноты осадочных разрезов. Из всего вышеобозначенного следует, что для дальнейшего решения проблемы внутри- и межбассейновой корреляции терригенных пермо-триасовых толщ Русской плиты необходимо привлекать дополнительные независимые методы.

Метод изучения питающих провинций по минералам тяжелой фракции, в том числе по обломочным (детритным) цирконам, активно развивающийся в последние десятилетия, является мощным и доступным инструментом корреляции терригенных толщ. В недавней работе (Арефьев и др., 2016) впервые были использованы данные о распределении акцессорных минералов тяжелой фракции пограничных пермо-триасовых пород Русской плиты: авторами сделаны выводы о связи гранат-цирконовой ассоциации, характерной для верхнепермских отложений, с Фенноскандинавской питающей провинцией, а эпидот-циозитовой, свойственной для нижнетриасовых пород, — с Уральской провинцией. Таким образом, на настоящий момент имеются указания на наличие контрастных питающих провинций для терригенных отложений Русской плиты в пермское

и триасовое время. Дальнейшим развитием в рамках решения проблемы корреляции и стратиграфического расчленения пограничных пермо-триасовых разрезов Русской плиты видится применение метода уран-свинцового (U–Pb) датирования дегритных цирконов, ранее не применявшегося для Русского бассейна.

Целью данного исследования является оценка возможностей метода U–Pb LA–ICPMS датирования дегритных цирконов в качестве инструмента стратиграфической корреляции и расчленения пермо-триасовых разрезов Русской плиты на примере опорного пограничного Р–Т разреза Жуков Овраг и разреза Недуброво, стратиграфическая позиция которого на сегодняшний день однозначно не определена (верхняя пермь или нижний триас).

Объекты исследования

В качестве объектов исследования были выбраны: (1) разрез Жуков Овраг, стратиграфическая позиция, равно как и положение границы перми и триаса, в котором надежно определены (Голубев, 2012), что позволяет использовать этот разрез как эталонный, и (2) разрез Недуброво, время накопления которого является предметом продолжительных дискуссий и на настоящий момент не может быть однозначно определено (Лозовский и др., 2016).

Опорный разрез пограничных отложений перми и триаса *Жуков Овраг* расположен вблизи города Гороховец на востоке Владимирской области ($56,188^{\circ}$ с. ш., $42,649^{\circ}$ в. д.). Сводный разрез составлен по серии обнажений, расположенных в бортах Жукова Оврага на ЮЗ окраине города Гороховец. За несколько десятилетий детального палеонтологического и литолого-стратиграфического изучения отложения разреза Жуков Овраг были качественно и разносторонне охарактеризованы. Однако, несмотря на то что ещё с 1960-х гг. разрез утверждён в качестве опорного для центральной части Московской синеклизы (Сенников, Голубев, 2012), детальные палеомагнитные исследования были проведены лишь недавно (Фетисова и др., 2018), а исследования методом датирования дегритных цирконов, которые в последние годы являются своего рода стандартом при изучении опорных терригенных разрезов, не проводились вовсе. На сегодняшний день комплексная характеристика по разным группам фауны (остракодам, тетраподам, рыбам) и палеомагнитным данным как пермских, так и триасовых частей разреза полностью обосновывает выбор опорного разреза Жуков Овраг в качестве перспективного объекта исследования методом датирования обломочных цирконов.

Отбор проб проводился в мае 2018 г. в ходе полевых работ. Обнажённость стенок оврага довольно низкая, в связи с чем для отбора проб в нескольких местах по всей длине оврага закладывались шурфы глубиной до 1 м; вскрытые шурфами интервалы сводного разреза надежно сопоставлялись друг с другом. Опробованию подверглись слои мелко-среднезернистых слабосцементированных песчаников, вес проб составлял 2–3 кг. По результатам лабораторной обработки необходимое количество цирконов удалось выделить из двух проб: проба № 11 представляет терминалную пермь (слой № 27 согласно (Голубев, 2012)), проба № 56 — низы триасового интервала (слой № 7 по (Голубев, 2012)).

Разрез *Недуброво* расположен на крутом левом берегу р. Кичменьги, в д. Недуброво Вологодской области ($60,04521^{\circ}$ с. ш., $45,74047^{\circ}$ в. д.). Выделенная сравнительно недавно недубровская пачка — предмет неутихающих споров

в связи с неопределенностью возраста слагающих ее отложений. Проведенные различными исследователями многочисленные определения фауны и флоры позволяют относить недубровские отложения, с одной стороны, к терминальной перми, с другой — к нижнему триасу. Уникальность недубровской пачки определяется также отсутствием известных возрастных аналогов в пределах Московской синеклизы. Метод обломочных цирконов потенциально может позволить конкретизировать стратиграфическую позицию разреза Недуброво, поэтому из пачки песков в верхней части разреза была отобрана одна пробы весом 3 кг для выделения обломочных цирконов.

Методика U–Pb LA–ICPMS датирования дегритных цирконов

Выделение и U–Pb датирование обломочных цирконов из трех рассматриваемых проб было выполнено в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике. Из пробы № 11 (пермская) для датирования было отобрано 150 зёрен; из пробы № 56 (триасовая) — 76 зёрен, из пробы «Недуброво» — 29 зёрен. Изучение морфологии и внутреннего строения зёрен проводилось по катодолюминесцентным (CL) изображениям и снимкам в отражённых электронах (BSE). Датирование выполнено методом LA–ICPMS с использованием масс-спектрометра Element XR (Thermo Scientific) в лаборатории Института геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск).

Обработка данных, в том числе расчет изотопных отношений, проводилась в программе Glitter (Van Achterbergh et al., 2001; Griffin et al., 2008). Расчет средневзвешенных значений возраста по изотопным отношениям выполнен с помощью Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot (Ludwig, 2008). С использованием этого же программного обеспечения рассчитывались коэффициенты дискордантности (D) и корреляции погрешностей отношений $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ (Rho); строились диаграммы с конкордией, гистограммы и кривые функции плотности вероятности. K–S тест и построение кумулятивных кривых возрастов выполнялись с помощью макроса MS Excel, созданного G. Gehrels and J. Guynn (Dep. of Geosciences University of Arizona, Tucson, USA) и размещенного для свободного использования на сайте sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home. Погрешности всех единичных анализов (отношения и возраст) учитывались для уровня $\pm 1\sigma$.

Интерпретация и обсуждение результатов

При интерпретации результатов датирования обеих проб разреза Жуков Овраг учитывались только датировки зёрен со значениями дискордантности $D < 5$. Отметим, что в данном случае использование классического более «мягкого» фильтра $D < 10$ приводит только к «затушевыванию» общей картины и не позволяет выявить при этом новых характерных пиков. Таким образом, в результате проведённой отбраковки при интерпретации возрастных спектров учитывались значения изотопного возраста, полученные для 108 зёрен из пробы № 11 (терминальная пермь) и 38 зерен из пробы № 56 (нижний триас). В связи с малым общим количеством выделенных цирконов из пробы «Недуброво» анализировались все 29 полученных значений U–Pb возраста.

По возрастам зёрен с приемлемой степенью дискордантности были построены гистограммы и кривые плотности вероятности. Для цирконов, имеющих возраст более 1 млрд лет, принимался возраст, рассчитанный

по изотопному отношению $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$, а для более молодых, соответственно, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$. Доверительный интервал учитывался на уровне $\pm 1\sigma$. Характерными считались пики, сформированные тремя и более U–Pb датировками цирконов.

Обломочные цирконы *верхнепермских* отложений разреза Жуков Овраг (проба № 11) рассредоточены в пределах широкого возрастного интервала — от $2747,3 \pm 30,96$ до $338,2 \pm 5,39$ млн лет. Зёрна архейского возраста (6 %) сгруппированы на участке с максимумом 2680 млн лет. Основной объём выборки (79 %) составляют датировки цирконов в диапазоне от $2079,6 \pm 35,11$ до $943,1 \pm 14,77$ млн лет, формирующие на фоне непрерывного распределения два отчётливых пика — 1776 и 1005 млн лет. Пик с максимумом 1517 млн лет отдельно не выделяется в силу исчезновения его на уровне доверия $\pm 2\sigma$. Около 3 % цирконов — вендинские (небольшой пик с максимумом 620 млн лет). Наконец, палеозойские зёрна цирконов (12 %) образуют отчетливо выраженный максимум 358 млн лет.

Цирконы из *нижнетриасового* интервала разреза Жуков Овраг (проба № 56) также охватывают широкий спектр возрастов — от $3219,6 \pm 32,29$ до $336,3 \pm 5,37$ млн лет. Но значимый пик формирует только палеозойская популяция (39 %) — максимум 348 млн лет. Остальные зёрна образуют маловыразительное плато (наблюдаемые небольшие пики полностью сглаживаются на уровне доверия $\pm 2\sigma$) в интервале 2023,4–922,1 млн лет. Зёрна архейского возраста (5 %) единичны и не формируют характерных пиков.

Для статистической оценки степени различия возрастных спектров обломочных цирконов из проб № 11 и № 56 опорного разреза Жуков Овраг был проведён тест Колмогорова — Смирнова (K–S тест). Тест показал существенные различия пермской и триасовой проб ($p = 0,025$), подтверждая, тем самым, контрастность питающих соответствующие осадочные бассейны провинций. Важно, однако, отметить, что неравноценность объёма сравниваемых выборок (108 и 38 зёрн) может существенно влиять на результат K–S теста.

Спектр U–Pb возрастов цирконов из пробы «Недуброво» имеет два статистически обоснованных пика: максимумы ~ 400 млн лет (сформирован 16 зёрнами) и ~ 1800 млн лет (4 зёрнами). Отсутствие датировок, близких к 1 млрд лет, по аналогии с результатами датирования цирконов из разреза Жуков Овраг, дает возможность предполагать, что источник сноса был схож с таковым для пробы № 56 из нижнетриасового интервала разреза Жуков Овраг, что, в свою очередь, может указывать на триасовый возраст отложений разреза Недуброво. Однако сделанный вывод на данном этапе исследований следует признать весьма предварительным и требующим подтверждения путем датирования более представительной выборки обломочных цирконов из разреза Недуброво.

Заключение

На основании проведённой качественной и количественной интерпретации возрастных спектров детритных цирконов из верхнепермского и нижнетриасового интервалов опорного разреза Жуков Овраг, а также анализа U–Pb датировок обломочных цирконов разреза Недуброво, имеющего дискуссионную стратиграфическую привязку, можно сделать следующие выводы: 1) источники сноса для верхнепермских и нижнетриасовых терригенных пород опорного Р–Т разреза Жуков Овраг на данном этапе представляются контрастными, что позволяет привлекать детритную геохронологию при решении

задач стратиграфического расчленения пермо-триасовых отложений Русской плиты, при этом сами результаты, полученные по этому разрезу, предлагаются использовать в качестве эталонных; 2) по аналогии с возрастными спектрами обломочных цирконов опорного разреза Жуков Овраг, спектр, полученный для спорного разреза Недуброво, позволяет предполагать раннетриасовый возраст накопления недубровской пачки. Однако этот вывод следует считать предварительным и требующим заверки.

Благодарности

Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ (18-05-00593), а также НИР в рамках госзадания ИФЗ РАН и геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова.

Литература

Арефьев М. П., Голубев В. К., Кулешов В. Н. и др. Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 1. Бассейн реки Малая Северная Двина // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2016. Т. 91, № 1. С. 24–49.

Голубев В. К. Границы верхнего отдела пермской системы на Восточно-Европейской платформе // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Материалы III Всероссийского совещания «Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия». СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. С. 68–70.

Лозовский В. Р., Балабанов Ю. П., Карасев Е. В., Новиков И. В., Пономаренко А. Г., Ярошенко О. П. Терминальная пермь европейской России: вязниковский горизонт и недубровская пачка и граница перми и триаса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24 (4). С. 38–54.

Сенников А. Г., Голубев В. К. К фаунистическому обоснованию границы перми и триаса в континентальных отложениях Восточной Европы. 1. Гороховец — Жуков овраг // Палеонтологический журнал. 2012. № 3. С. 88–98.

Фетисова А. М., Балабанов Ю. П., Веселовский Р. В., Мамонтов Д. А. Аномальная намагниченность красноцветов недубровской пачки пограничных пермо-триасовых отложений Русской плиты // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63, № 4. С. 544–560. DOI: 10.21638/spbu07.2018.409

Griffin W. L., Powell W. J., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. Glitter: Data reduction software for laser ablation ICP-MS; In Sylvester, P. J. (ed.), Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Short Course 40, Vancouver, B. C., 2008, P. 308–311.

Ludwig K. R. Isoplot/Ex 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Berkely, Special publication. 2008. № 4. 76 p.

Van Achterbergh E., Ryan C. G., Jackson S. E., Griffin W. L. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix; In Sylvester, P. J. (ed.), Laser Ablation–ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Ottawa, Ontario, Canada. 2001. Vol. 29. P. 239–243.

Сведения об авторах

Чистякова Альвина Владимировна

студентка, МГУ им. М. В. Ломоносова, геологический факультет,
sinematograf11@yandex.ru

Веселовский Роман Витальевич

доктор геолого-минералогических наук, профессор, МГУ им. М. В. Ломоносова,
геологический факультет, roman.veselovskiy@ya.ru

Семёнова Дина Валерьевна

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, ИГМ СО РАН,
semenovadina@gmail.com

Фетисова Анна Михайловна

кандидат геолого-минералогических наук, доцент, МГУ им. М. В. Ломоносова,
геологический факультет, anna-fetis@ya.ru

Chistyakova Alvina Vladimirovna

Student, Lomonosov Moscow State University, Geological Dept., cinematograf11@yandex.ru

Veselovskiy Roman Vitalievich

Doctor of Sciences (Geology & Mineralogy), Professor, Lomonosov Moscow State University,
Geological Dept., roman.veselovskiy@ya.ru

Semenova Dina Valerievna

PhD (Geology & Mineralogy), Researcher, IGM SB RAS, semenovadina@gmail.com

Fetisova Anna Mikhailovna

PhD (Geology & Mineralogy), Associate Professor, Lomonosov Moscow State University,
Geological Dept., anna-fetis@ya.ru

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.042

УДК: 551.345 : 551.34 : 551.8

Р. С. Шухвостов

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

СЛЕДЫ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Аннотация

В двух разрезах Юго-Восточного Приладожья путем непрерывного прослеживания геологических тел, структур и текстур, связанных с реликтами криогенных процессов позднеледникового времени, установлено, что их полнота и выраженность контролируется как локальными криофациальными условиями, так и продолжительностью субаэральных условий при снижении уровня Балтийского ледникового озера.

Ключевые слова:

следы криогенных процессов, посткриогенная текстура, криогенез, палеокриология, поздний плейстоцен.

R. S. Shukhvostov

Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

TRACES OF CRYOGENIC PROCESSES IN LATE-PLEISTOCENE DEPOSITS OF SOUTH-EASTERN LADOGA AREA

Abstract

Two sections were studied with continuous tracing of geological bodies, textures and structures in the South-Eastern Ladoga Lake area. The forming of these structures relate with the relics of cryogenic Late Glacial processes. There's representation controlled by local cryofacies and continuance of conditions when Baltic Glacial Lake level was decreased.

Keywords:

traces of cryogenic processes, postcryogenic structure, cryogenesis, paleocryology, Late Pleistocene.

Введение

Перигляциальная зона последнего оледенения на территории Ленинградской области до недавнего времени была практически не изучена. Следы криогенных явлений — клиновидные структуры в позднеледниковых отложениях на южном берегу Финского залива трактовались как сейсмиты (Никонов, Русаков, 2010), и только работами И. Д. Стрелецкой с соавторами была показана их криогенная природа и обосновано предположение о сплошном распространении многолетнемерзлых пород в позднем дриасе на широте Санкт-Петербурга (Стрелецкая, 2017).

Материалы и методика исследований

В ходе работ научно-исследовательской практики по четвертичной геологии Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета в полевые сезоны 2018–2019 гг. на территории Юго-Восточного Приладожья автором был изучен ряд местонахождений позднеледниковых отложений, в которых представлены разнообразные следы криогенных процессов. Среди этих местонахождений следует отметить два — урочище Канома на левом берегу р. Свирь, ниже г. Лодейное Поле, и на правом берегу р. Оять, между деревнями Шириничи и Шангиничи (рис.). Эти местонахождения, видимо, могут рассматриваться как опорные разрезы не только позднеледниковых отложений, но и типичных проявлений криогенных процессов перигляциальной зоны в среднем дриасе/аллереде — позднем дриасе Ленинградской области.

В разрезе Канома (рис. 1), в береговых обрывах высотой до 8 м, вскрыта позднеледниковая толща, слагающая террасированную поверхность высотой 13–14 м abs., связанную с флювиальной системой пра-Свирь и финальной стадией развития Балтийского ледникового озера (БЛО). Там в непрерывных расчистках на протяжении 150 м были прослежены и задокументированы реликты полигональной сети — крупные клиновидные структуры с псевдоморфозами по повторно-жильным льдам (ПЖЛ), а также морозобойные трещины второго порядка, разнообразные шлировые текстуры и субаэральные перигляциальные образования — лессовидные супеси и суглинки. В результате удалось установить взаимоотношения и последовательность формирования осадочных образований и развития мерзлотных процессов.



Обзорная карта-схема работ

Overview map

В разрезе на правом берегу р. Оять между деревнями Шириничи и Шангиничи в береговом обрыве вскрыта позднеледниковая толща, слагающая террасированную поверхность высотой около 25 м абсолютной, связанная с более древней, по сравнению с разрезом на р. Свирь, стадией развития БЛО. В непрерывной расчистке на протяжении 50 м там удалось проследить и задокументировать сложный парагенез перигляциальных осадочных образований, структур и текстур — две разновозрастные системы трещинно-полигональных структур и два комплекса шлировых криотекстур, горизонт криотурбаций, а также перигляциальные субаэральные образования с редким элементом — нивейно-эоловыми песками.

Результаты и их обсуждение

В опорном разрезе ур. Канома характерное расстояние между трещинами полигональной сети составляет от 2–3 до 10 м; иногда встречаются крупные трещины вне полигональной сети на удалении до 30 м друг от друга. Все крупные трещины объединяет следующий набор признаков, позволяющий относить их к единому комплексу: 1) они берут начало с одного гипсометрического уровня; 2) их устье заполнено лессовидными породами; 3) они имеют одинаковую вертикальную протяженность около 4–5 м; 4) они имеют одинаковое двуярусное

строение с широкой верхней частью и узкой нижней, причем сужение происходит примерно с одной глубины; это может являться косвенным признаком наличия на данном уровне слоя многолетнемерзлых пород (ММП); 5) отгибание слоев вмещающих пород по бортам трещин происходит вниз; 6) на бортах трещин развиты сбросовые деформации.

Мелкие трещины второго порядка, возможно, имеют не криогенную природу, а являются результатом напряжений при быстром образовании крупных клиновидных структур. Вероятно, в летнее время по трещинам второго порядка происходила миграция талой воды в грунтах. Судя по морфологии трещин первого порядка и толстошлировой редко слоистой посткриогенной текстуре вмещающих пород (толщина шлиров всегда превышает 1 см, а интервал между ними часто составляет около 10 см), эти трещины являются эпигенетическими (Данилова, Баулин 1973).

В опорном разрезе Шириничи — Шангиничи представлен принципиально иной парагенез осадочных образований, криогенных структур и текстур, указывающий на длительное развитие криолитозоны в криоаридных условиях. Так, по стратиграфическому уровню устьев трещин, их морфологии и взаимоотношениям с вмещающими породами, а также по составу заполнения выделяются две различные системы. Одна из них, вероятно, представлена первично-песчаными жилами, а вторая относится уже к псевдоморфозам по повторно-жильным льдам. В этом разрезе хорошо выражен криотурбированный горизонт, что свидетельствует о существовании стабильного слоя ММП. На это косвенно указывает и вышележащая пачка красных песков, в которых сохраняются реликты слоистости; ее яркий цвет, вероятно, связан с процессами криогенного выветривания в деятельном слое (Ершов, 2002).

Шлировые посткриогенные текстуры обнаруживают существенные отличия в зависимости от положения ниже или выше криотурбированного горизонта. Ниже него преобладает тонкошлировая часто слоистая или ячеисто-сетчатая текстура, где толщина шлиров не превышает 1 см, а интервалы между ними не превышают 10 см. Выше этого горизонта шлиры становятся реже и толще. Их толщина составляет обычно 2–3 см, а расстояние между ними часто превышает 10 см. Следует полагать, что ячеистые тонкошлировые текстуры в нижней части свидетельствуют об изначально сингенетическом промерзании пород, а толстошлировые в верхней части разреза указывают на динамику слоя ММП, а также эпигенез вышележащих толщ (Данилова, Баулин 1973). В составе перигляциальных субаэральных отложений — обычных для разрезов Юго-Восточного Приладожья лессовидных суглинков и супесей — выделяются пески с весьма специфической нясно-линзовидной и волнистой текстурой, которые схожи с текстурами, характерными для нивейно-эоловых песков (Dijkmuns, 1990), что может указывать на криоаридные условия.

Вывод

При сравнении полноты и выраженности следов криогенных процессов в двух опорных разрезах Юго-Восточного Приладожья явственно проявляются отличия, связанные с локальными криофациальными условиями и длительностью развития криолитозоны в зависимости от высотных отметок и, как следствие, времени установления субаэральных условий при снижении уровня БЛО. Развитие криогенных процессов на поверхности 25-метровой террасы на р. Оять

продолжалось значительно дольше (средний дриас/аллеред — поздний дриас), чем на 13–14-метровой поверхности в разрезе на р. Свирь, где, тем не менее, в конце позднего дриаса сформировались ледяные клинья, вертикальная протяженность которых является едва ли не предельной для эпигенетических трещин.

Литература

Данилова Н. С., Баулин В. В. Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973. С. 66–79.

Еришов Э. Д. Общая геокриология: учебник. М.: МГУ, 2002. 682 с.

Никонов А. А., Русаков А. В. Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. 2010. № 1. С. 1–12.

Романовский Н. Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.

Стрелецкая И. Д. Клиновидные структуры на южном берегу Финского залива // Криосфера Земли. 2017. Т. ХXI, № 1. С. 3–12.

Френч Х. М., Демитрофф М., Стрелецкий Д. А., Форман С. Л., Годзик Я., Конищев В. Н., Рогов В. В., Лебедева-Верба М. П. Проявления позднеплейстоценовой вечной мерзлоты в Пайн-Барренсе на юге штата Нью-Джерси в США // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII, № 3. С. 17–28.

Dijkmuns J. W. A. Niveo-aeolian Sedimentation and Resulting Sedimentary Structures; Søndre Strømfjord area, Western Greenland // Department of Geography, University of Utrecht, Heidelberglaan 2, 3584 CS Utrecht, The Netherlands, 1990.

Сведения об авторе

Шухвостов Роман Сергеевич

студент, Санкт-Петербургский государственный университет, r.shux18@gmail.com

Shukhvostov Roman Sergeevich

Student, Saint Petersburg State University, r.shux18@gmail.com

DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.6.043

УДК 549.02:552.42(571.61/.62)

А. В. Юрченко¹, О. Л. Галанкина¹, Ю. Р. Волкова², Е. С. Мальчушкин²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² ОСП «Амургеология» АО «ДВ ПГО», Благовещенск, Россия

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ КУТЫКАНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЛАРБИНСКОГО БЛОКА СТАНОВОЙ ГРАНИТ- ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ (ПРИАМУРЬЕ, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Аннотация

Полученные нами новые сведения (минералого-петрографические, петрохимические, геохимические) о глиноzemистых гнейсах кутыканского

метаморфического комплекса Ларбинского блока дополняют ранее полученные данные о гранулитовых параметрах метаморфизма ($> 800^{\circ}\text{C}$, > 7 кбар). В то же время использование современных методов моделирования (THERIAK-DOMINO), которые позволяют рассматривать «неравновесные» парагенезисы, а не классические минеральные геотермометры и геобарометры, позволили нам зафиксировать еще два метаморфических события с другими, более низкими, температурными параметрами.

Ключевые слова:

Ларбинский блок, Становая область, кутыканский метаморфический комплекс, метаморфизм, PT параметры, геохимия, минералогия, Приамурье, Дальний Восток.

A. V. Yurchenko¹, O. L. Galankina¹, Yu. R. Volkova², E. S. Malchushkin²

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

² OSP Amurgeology, JSC Far-Eastern Production and Geological Association, Blagoveshchensk, Russia

FEATURES OF THE COMPOSITION OF MINERALS AND METAMORPHISM CONDITIONS OF ALUMINOUS GNEISSES OF THE KUTYKAN METAMORPHIC COMPLEX OF THE LARBINSKY BLOCK OF THE STANOVY TERRAIN (AMUR REGION, FAR EAST)

Abstract

Our new data (mineral-petrographic and geochemical) on alumina gneisses of the Kutykan metamorphic complex of the Larba block support the previously obtained data on granulite parameters of metamorphism ($> 800^{\circ}\text{C}$, > 7 kbar). The use of modern modeling methods (THERIAK-DOMINO), which allow to consider "non-equilibrium" paragenesis rather than classical mineral geothermometers and geobarometers, allowed us to find two more metamorphic events with lower temperature parameters.

Keywords:

Larbinsky block, Stanovaya oblast, Kutykan metamorphic complex, metamorphism, PT parameters, geochemistry, mineralogy, Amur Region, Far East.

Ларбинский блок входит в состав Становой гранит-зеленокаменной области (СГЗО) (по мнению В. А. Глебовицкого (2009), С. Д. Великославинского (2017), А. М. Ларина (2006) и Е. Б. Сальниковой (2007) — Джугджуро-Становой складчатой области или Джугджуро-Станового супертеррейна) (Глубинное..., 2010). СГЗО распространена от бассейна р. Витим до Охотского моря и имеет складчато-блоковое строение. Основу геологического строения СГЗО составляют раннедокембрийские породы, входящие в состав метаморфических комплексов, объединенных в блоки и структурно ограниченных Становой (с севера) и Монголо-Охотской (с юга) системой разломов.

Ларбинский блок, породы которого объединены в одноименную серию, характеризуются преобладанием в разрезе гнейсов глиноземистых и высокоглиноземистых, приуроченных к верхам разреза серии (хорогчинский и кутыканский метаморфические комплексы). Низы разреза серии представлены гранулитами основного состава (уркиминский и туриканский метаморфические комплексы) (Актуализированная..., 2008).

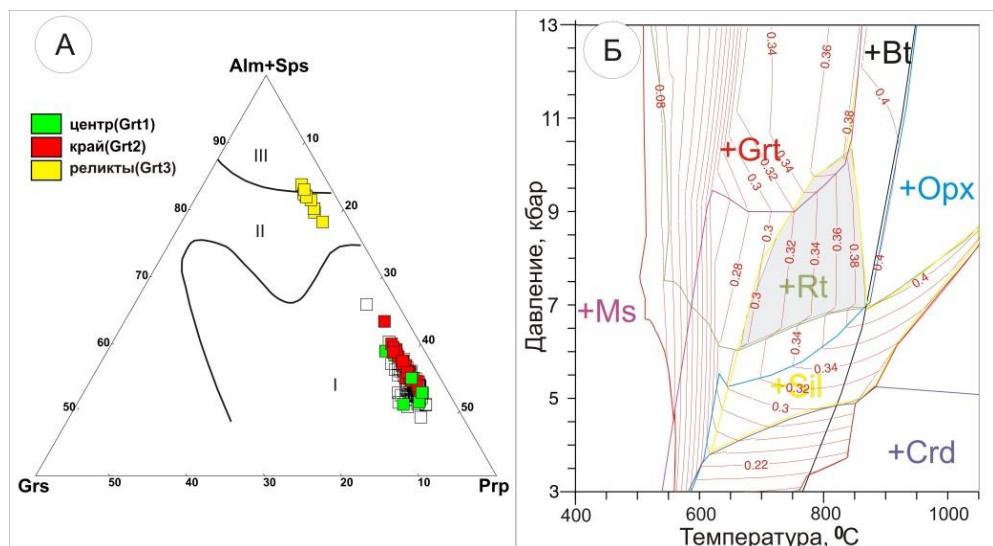
Изучение условий метаморфизма проведено на основе исследования высокоглиноземистых мигматизированных биотит-гранатовых гнейсов кутыканского метаморфического комплекса, отобранных в 1,5 км от трассы Тында — Хорогочи, на правом берегу руч. Хорогочи-2.

Биотит-гранатовый гнейс состоит из Grt (здесь и далее по тексту сокращения минералов даны по Kretz (1983)) (20–40 %), бурого Bt (до 10 %),

серицитизированного Pl с антипертитами (размер зерен 0,5–2 мм, до 25 %), Kfs (до 25 %), Sil (5 %), кварца (10 %), мусковита (до 5 %), хлорита (до 5 %). Grt с размером зерен 0,5 мм до 2 см содержит включения Pl, Qtz, Bt, иголок Rt, Po. Зерна Bt достигают 2 мм в контакте с Grt, а в матриксе породы размер зерен уменьшается до 0,3 мм. Bt часто содержит сагенитовый Rt и включения Zr. Ms встречается в составе агрегата с Chl и Bt, замещающим Grt, а также развивается по полевым шпатам. Структура породы порфиробластовая, а структура основной ткани лепидогранобластовая.

Гранаты в глиноземистом гнейсе относятся к пироп-альмандиновому ряду с небольшой примесью гроссулярового компонента.

В гранатах наблюдается небольшая зональность, где по краю зерна и/или по крупным трещинам развивается хлорит-слюдистая кайма (центр $Alm_{55-57}Sp_{0-1}Prp_{37-39}Grs_{5-6}$ → край $Alm_{62-65}Sp_{0-1}Prp_{30-32}Grs_{2-3}$). Встречаются зерна граната, практически полностью замещенные хлорит-слюдистой массой, при этом состав граната становится существенно железистым $Alm_{80-83}Prp_{11-15}Grs_3Sp_{0-4}$. На рисунке, A видно, что составы граната попадают в поле «гранулитовых» гранатов, в то время как измененные составы замещенных зерен находятся в поле гранатов «амфиболитовой» фации метаморфизма.



Темная слюда по классификации (Bailey, 1984) представлена Phl с общей железистостью $Fe\# = 27\text{--}34\%$ и $TiO_2 = 3,8\text{--}6\%$. Состав Phl, который замещает Grt, отличается от состава Phl из матрикса ($Fe\# = 40\text{--}50\%$, $TiO_2 = 0\text{--}2,9\%$). Стоит отметить, слюда во включениях в Grt более магнезиальная, чем в матриксе породы ($Fe\# = 24\text{--}29\%$, $TiO_2 = 3,6\text{--}4,1\%$).

Калиевый полевой шпат в образце является Or с небольшой примесью Ab компонента (3–8 % Ab).

Плагиоклаз во включениях в гранате с содержанием An компонента 34–4 %, одно зерно 59 % An, в матриксе An = 33–46 %. При вторичных изменениях, когда по плагиоклазу развивается мусковит и хлорит, его состав становится более основной, до 64–68 % An.

Состав мусковита, развивающегося по плагиоклазу: $Fe\# = 17\text{--}39\%$, $Na_2O = 0,1\text{--}0,2\%$, $TiO_2 = 0\text{--}0,2\%$. Состав мусковита в составе хлорит-слюдистой массы по гранату: $Fe\# = 24\text{--}53\%$, $Na_2O = 0,2\text{--}0,4\%$, $TiO_2 = 0,1\text{--}0,3\%$. *Хлорит* имеет общую железистость $Fe\# = 36\text{--}47\%$. Петрографические наблюдения и химизм минералов позволяют выделить следующие парагенезисы: 1 — Grt1(ядро) + Bt1 + Pl1 + Kfs + Sil + Qtz + Rt (все минералы во включениях в Grt), 2 — Grt2(край) + Bt2 + Pl2 + Kfs + Sil + Qtz + Rt (все минералы из матрикса породы) и 3 — Grt3(реликты) + Pl3 + Bt3? + Ms + Chl + Qtz.

Для расчета РТ-условий образования гранат-биотитовых парагенезисов использовались составы минералов в программе PT_Quick (Доливо-Добровольский Д. В., ИГГД) и GPT (Reche, 1996).

По Grt–Bt и Grt–Pl–Sil–Qtz для парагенезиса (1) получили параметры: температура 615–627 °C, давление 3–4 кбар. Для парагенезиса (2) получена температура 610–760 °C, давление 3,0–5,4 кбар. Для парагенезиса (3) получена температура 410–510 °C для Grt–Bt ассоциации и 420–440 °C для Grt–Chl ассоциации.

По составу Grt является высокомагнезиальным (Prp до 40 %), Bt содержит иголки рутила (первоначально зерна Bt были насыщены TiO_2), а также в породе отмечается наличие антипертитового калиевого полевого шпата и пертитового плагиоклаза, и в то же время силлманит, включенный в гранат и в матрикс породы. Перечисленные выше петрографические особенности пород свидетельствуют о гранулитовых условиях метаморфизма. Немаловажным моментом является присутствие ориентированных включений рутила в гранате, что служит косвенным признаком UHP/UHT условий метаморфизма (Юрченко, 2012). Однако при использовании в расчетах реальных химических составов минералов мы получаем температуры равновесия, отвечающие условиям амфиболитовой фации метаморфизма, что говорит о регрессивных изменениях в породе, не позволяющих должным образом восстановить раннюю историю метаморфизма. Учитывая последний факт, для термобарометрических оценок и расчета полей устойчивости метаморфических минеральных парагенезисов использован компьютерный метод расчета на основе программы THERIAK-DOMINO (de Capitani, Brown, 1987) с обновлениями C. de Capitani (1995–2012 гг.).

Для расчета использован химический состав образца PT35-10 ($SiO_2 = 55,8$, $Al_2O_3 = 19,1$, $TiO_2 = 0,91$, $FeO = 11,3$, $MnO = 0,18$, $MgO = 4,66$, $CaO = 3,22$, $Na_2O = 2,84$, $K_2O = 0,13$). Результаты расчета приведены на рисунке, *Б*.

В изученном образце не обнаружены Opx, Crd, Ilm ни в виде включений в гранате, ни в матриксе породы. Это позволяет для 1-го и 2-го парагенезисов ограничить границу давления областью устойчивости Rt, ниже которой

парагенезис существовать не может (рис., *Б*, линия зеленого цвета). Максимальное содержание Pgr компонента в гранате 38 %, поэтому температуру пиковых условий метаморфизма можно ограничить > 800 $^{\circ}\text{C}$ по изолиниям состава граната (рис., *Б*, красные линии), а давление > 7 кбар. Последнее указывает на пиковые условия метаморфизма изучаемых пород. Дальнейшие регрессивные изменения приводят к снижению температуры и давления до 700 $^{\circ}\text{C}$ и давления не ниже 6,5 кбар (рис., *Б*, по изолиниям содержание Pgr снижается до 32 %), по результатам классической $\text{Grt}-\text{Bt}$ минеральной геотермометрии 620–760 $^{\circ}\text{C}$, давление 3–7 кбар. Вероятно, более позднее метаморфическое событие приводит к почти полному замещению граната хлорит-слюдистым агрегатом и более интенсивным изменениям полевых шпатов. Гранат-хлоритовым и гранат-биотитовым минеральными геотермометрами определена температура 410–510 $^{\circ}\text{C}$, вероятно, при давлениях не выше 5 кбар. Данные выводы также находят отражение в петрографических наблюдениях.

Предшественниками в Ларбинском блоке зафиксированы два гранулитовых метаморфических события возрастом 2585 ± 20 млн лет (Бибикова, 1984) и 1880 ± 21 млн лет (Сальникова, 2007). Для первого события по ассоциации $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Pl}$ из центральных частей минералов получены параметры метаморфизма пиковых условий 830 $^{\circ}\text{C}$ и 9,5 кбар, а из основных пород для ассоциации $\text{Grt} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qtz}$ — 860 $^{\circ}\text{C}$ и 10 кбар (метод TWEQU) (Глебовицкий, 2009). Для Западного домена СЗГО ранее установлены параметры амфиболитового метаморфизма — температура 630–730 $^{\circ}\text{C}$ при давлении 8,5–11,5 кбар (Александров, 2010).

Полученные нами данные о параметрах метаморфизма пиковых условий дополняют параметры, ранее установленные другими авторами. В то же время использование современных методов моделирования (THERIAK-DOMINO и др.), которые позволяют рассматривать «неравновесные» парагенезисы, а не классические минеральные геотермометры и геобарометры, позволило нам зафиксировать еще два метаморфических события, требующих уточнения их времени, с другими, более низкими, температурными параметрами.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0132-2019-0013 и частично в рамках Государственного задания Роснедра от 30.12.2016 № 049-00012-17-00.

Литература

Актуализированная легенда Становой серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200000 (Издание второе) (Объяснительная записка). Хабаровск, 2008. 100 с.

Александров И. А. Метаморфические породы амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области (условия образования и состав протолитов). Владивосток: Дальнаука, 2010. 212 с.

Бибикова Е. В., Шульдинер В. И., Грачева Т. В. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 6. С. 1471–1474.

Глебовицкий В. А., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.

Глубинное строение и металлогенез Восточной Азии / отв. ред. А. Н. Диценко, Ю. Ф. Малышев, Б. Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.

Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме // Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.: Наука. 1965. С. 33–46.

Сальникова Е. Б., Ларин А. М. Котов А. Б. и др. U-Pb геохронология гранулитов Джугджуро-Становой складчатой области // Гранулитовые комплексы в геол. развитии докембрая и фанерозоя: мат-лы II Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрая (Санкт-Петербург, 2–4 октября 2007 г.). СПб., 2007. С. 287–289.

Юрченко А. В., Балтыбаев Ш. К., Морозов М. В. и др. Ориентированные включения гётита в метаморфическом гранате глиноземистых гнейсов Орехово-Павлоградской зоны (Украинский щит, район с. Васильковка) // ДАН. 2012. Т. 446, № 6. С. 668–671.

Bailey S. W. Classification and structures of the micas. Crystal chemistry of the true micas // Rev. Mineral., 1984. Vol. 13. P. 60.

deCapitani C., Brown T. H. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions // Geochim. Cosmochim. Act. 1987. Vol. 51. P. 2639–2652.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Mineral. 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Reche J., Francisco J. M. GPT: An excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks // Computers & Geosciences. 1996. Vol. 22, Is. 7. P. 775–784.

Сведения об авторах

Юрченко Анастасия Владимировна

младший научный сотрудник, ИГГД РАН, yurchenko-nastya@yandex.ru

Галанкина Ольга Леонидовна

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ИГГД РАН, galankinaol@mail.ru

Волкова Юлия Ростиславовна

ОСП «Амургеология», ДВ ПГО, VolkovaYR@rusgeology.ru

Мальчушкин Евгений Сергеевич

ОСП «Амургеология», ДВ ПГО, alaundo@mail.ru

Yurchenko Anastasiya Vladimirovna

Junior Researcher, IPGG RAS, yurchenko-nastya@yandex.ru

Galankina Olga Leonidovna

PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher, IPGG RAS, galankinaol@mail.ru

Volkova Yulia Rostislawowna

OSP Amurgeology, JSC Far-Eastern Production and Geological Association, VolkovaYR@rusgeology.ru

Malchushkin Eugenij Sergeewitch

OSP Amurgeology, JSC Far-Eastern Production and Geological Association, alaundo@mail.ru