

ISSN 2686-7397

Том 509, Номер 2

Апрель 2023



# ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

[www.sciencejournals.ru](http://www.sciencejournals.ru)



# СОДЕРЖАНИЕ

Том 509, номер 2, 2023

## ГЕОЛОГИЯ

Сравнительная геотермометрия гранитоидного массива Адж-Богд (Южная Монголия) на основе циркона

*О. А. Андреева, Л. Я. Аранович, А. М. Козловский, М. А. Голунова,  
Д. Д. Капланская, С. Е. Борисовский* 145

Терригенные породы кодарской серии удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба Алданского щита: возраст, источники и области сноса

*Е. В. Адамская, В. П. Ковач, А. Б. Котов, Е. В. Толмачева, Ю. В. Плоткина,  
Т. М. Сквитина, А. М. Федосеенко, В. А. Горовой* 153

Первые данные о возрасте метаморфических пород Сынчугинского блока Цзямусинского континентального массива (Центрально-Азиатский орогенный пояс)

*Р. О. Овчинников, А. А. Сорокин, W. L. Хи, В. Б. Хубанов* 160

U–Pb-возраст детритового циркона из матрикса раннедокембрийских полимиктовых конгломератов Центрально-Карельского домена Карельской провинции Фенноскандинавского щита

*Г. А. Кучеровский, В. П. Чекулаев, А. Б. Кузнецов, Ю. С. Егорова,  
Н. А. Арестова, Т. С. Зайцева, Е. В. Адамская, Ю. В. Плоткина* 165

## ГЕОХИМИЯ

Влияние концентрации серы на сульфидизацию оливина при *PT*-параметрах литосферной мантии

*Ю. В. Баталева, О. В. Фурман, Е. В. Здрок, Ю. М. Борздов, Ю. Н. Пальянов* 177

Изотопные Sm–Nd-характеристики ювенильной коры центральной части Монголо-Охотского орогенного пояса

*С. И. Дриль, М. И. Кузьмин, Ю. В. Носкова, О. В. Зарубина* 184

Изотопный состав меди Pt–Fe-минералов нижнетагильского массива, Средний Урал: первые данные

*К. Н. Малич, Н. Г. Солошенко, С. Л. Вотяков, И. Ю. Баданина, Т. Г. Окунева, А. Р. Сидорук* 190

## МИНЕРАЛОГИЯ

Рудная минерализация месторождения Ожерелье: сопоставление с объектами “сухоложского” типа

*А. Е. Будяк, Ю. И. Тарасова, Н. А. Горячев, А. В. Блинов, А. В. Игнатьев,  
Т. А. Веливецкая, В. Д. Абрамова, Д. Ю. Щербаков* 198

## ПЕТРОЛОГИЯ

Субщелочные базальтоиды в ультрамафитах массива Рай-Из (Полярный Урал) и их петрогенетическое значение

*Н. В. Вахрушева, К. С. Иванов, В. Н. Пучков, П. Б. Ширяев* 208

Состав и условия формирования магм щелочно-салических пород раннемезозойской бимодальной ассоциации Ада-Цаг Хархоринской рифтовой зоны Центральной Азии (данные изучения расплавных включений в минералах)

*И. А. Андреева, В. В. Ярмолюк, С. Е. Борисовский* 215

U–Pb (ID-TIMS)-возраст граната из айллитов Кольской щелочной провинции

*М. В. Стифеева, Е. Б. Сальникова, А. А. Носова, А. Б. Котов, А. А. Возняк, Д. А. Димитрова* 225

## ЛИТОЛОГИЯ

Идентификация источников терригенных осадочных пород на основе геохимических данных с использованием модели линейного программирования

*О. В. Граунов, В. Н. Подковыров, В. П. Ковач, А. Б. Котов, С. Д. Великославинский,  
Т. М. Сквитина, Е. В. Адамская, В. А. Горовой* 230

## **ГЕОФИЗИКА**

Геофизические эффекты активной стадии извержения вулкана Стромболи 09.10.2022 г.

*А. А. Спивак, Д. Н. Локтев, Ю. С. Рыбнов, С. А. Рябова, А. В. Тихонова*

237

---

## **СЕЙСМОЛОГИЯ**

О подобии деформационных процессов перед ледовыми ударами  
и тектоническими землетрясениями

*С. А. Борняков, А. А. Добрынина, А. Н. Шагун, В. А. Саньков, Д. В. Салко,  
А. И. Мирошниченко, Г. В. Встовский, А. Е. Синцов*

243

---

## **ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ**

О вертикальном распределении пылевого аэрозоля в условиях слабых и умеренных ветров

*Е. А. Малиновская, О. Г. Чхетиани, Г. С. Голицын, В. А. Лебедев*

250

---

## **КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ**

Формирование зимних аномалий поверхностной температуры Северной Атлантики  
в десятилетия отрицательных и положительных значений индекса  
Североатлантического колебания

*А. А. Сизов, Т. М. Баянкина, В. Л. Посошков*

259

Региональные эффекты глобальных изменений климата в бассейне реки Урал

*Ж. Т. Сивохин, В. М. Павлейчик, А. А. Чибилёв*

265

---

## **ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ**

Микроэлементный состав вод устьевое участка р. Колымы

*А. В. Савенко, В. С. Савенко, В. А. Ефимов, О. С. Покровский*

272

---

## **ГЕОЭКОЛОГИЯ**

Морфология частиц биоаэрозолей в приземном слое атмосферы Московского мегаполиса

*Д. П. Губанова, Н. В. Садовская, А. А. Виноградова, М. А. Иорданский*

276

Агроэкологическая оценка содержания тяжелых металлов и мышьяка  
в чернозёме обыкновенном Центрально-Чернозёмного района России

*С. В. Лукин*

283

---

---

# CONTENTS

Vol. 509, no. 2, 2023

## GEOLOGY

Comparative Geothermometry of the Aj-Bogd Grantitoid Massif (Southern Mongolia)  
Based on Zircon Study

*O. A. Andreeva, L. Ya. Aranovich, A. M. Kozlovsky, M. A. Golunova,  
D. D. Kaplanskaya, and S. E. Borisovskii* 145

Terrigenous Rocks of the Kodar Group in the Udokan Sub-Zone of the Kodar-Udokan Trough,  
the Aldan Shield: Age, Sources, and Provenance Areas

*E. V. Adamskaya, V. P. Kovach, A. B. Kotov, E. V. Tolmacheva, Yu. V. Plotkina, T. M. Skovitina,  
A. M. Fedossenko, and V. A. Gorovoi* 153

The First Data on the Age of Metamorphic Rocks of the Synchyga Block  
of the Jiamusi Continental Massif (Central Asian Orogenic Belt)

*R. O. Ovchinnikov, A. A. Sorokin, W. L. Xu, and V. B. Khubanov* 160

U-Pb Age Of Detrital Zircon in the Cement of Early Precambrian Polymictic Conglomerates  
of Central Karelian Dome, Karelian Province, Fennoscandian Shield

*G. A. Kuchеровskiy, V. P. Chekulaev, J. S. Egorova, A. B. Kuznetsov, N. A. Arestova,  
T. S. Zaitseva, E. V. Adamskaya, and Yu. V. Plotkina* 165

## GEOCHEMISTRY

Effect of Sulfur Concentration on Olivine Sulfidation under Lithospheric Mantle Pt-Parameters

*Y. V. Bataleva, O. V. Furman, E. V. Zdrokov, Y. M. Borzdov, and Y. N. Palyanov* 177

Isotope Sm-Nd Juvenile Crust Characteristics of the Central Part of Monghol-Okhotsk Orogenic Belt

*S. I. Dril, M. I. Kuzmin, Ju. V. Noskova, and O. V. Zarubina* 184

Copper Isotope Composition of Pt-Fe Minerals from the Nizhny Tagil Massif, Middle Urals:  
First Results

*K. N. Malitch, N. G. Soloshenko, S. L. Votyakov, I. Yu. Badanina, T. G. Okuneva, and A. R. Sidoruk* 190

## MINERALOGY

Ore Mineralization of the Ozherel'e Deposit: Comparison with Objects of the "Sukhoi Log" Type

*A. E. Budyak, Yu. I. Tarasova, N. A. Goryachev, A. V. Blinov, A. V. Ignatiev,  
T. A. Velivetskaya, V. D. Abramova, and D. Yu. Shcherbakov* 198

## PETROLOGY

Subalkaline Basaltoids in Ultramafic Rocks of the Raiiz Massif (Polar Urals)  
and Their Petrogenetic Significance

*N. V. Vakhrusheva, K. S. Ivanov, V. N. Puchkov, and P. B. Shiryaev* 208

Magma Composition and Formation Conditions of Alkalisalic Rocks  
of the Early Mesozoic Adaatsag Bimodal Association of the Kharkhorin Rift Zone  
of Central Asia (Data From the Study of Melt Inclusions in Minerals)

*I. A. Andreeva, V. V. Yarmolyuk, and S. E. Borisovsky* 215

U-Pb (Id-Tims) Age of Garnet From Aillikites of Kola Alkaline Province

*M. V. Stifeeva, E. B. A. A. Nosova, A. B. Kotov, A. A. Vozniak, and D. A. Dimitrova* 225

## LITHOLOGY

Identification of Sources of Terrigenous Sedimentary Rocks Based on Geochemical Data  
Using a Linear Programming Model

*O. V. Graunov, V. N. Podkovyrov, V. P. Kovach, A. B. Kotov, S. D. Velikoslavinsky,  
T. M. Scovitina, E. V. Adamskaya, and V. A. Khorovoi* 230

## GEOPHYSICS

Geophysical Effects of the Active Stage of the Stromboli Volcano Eruption on October 9, 2022

*A. A. Spivak, D. N. Loktev, Yu. S. Rybnov, S. A. Riabova, and A. V. Tikhonova* 237

## SEISMOLOGY

From the Regularities of the Realization of Ice Deformations Before Ice Strikes  
to the Search for Precursors of Tectonic Earthquakes

*S. A. Bornyakov, A. A. Dobrynina, A. N. Shagun, V. A. Sankov, D. V. Salko,  
A. I. Miroshnichenko, G. V. Vstovsky, and A. E. Sintsov*

243

---

## ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERE PHYSICS

On the Vertical Distribution of Dust Aerosol in Weak and Moderate Winds

*E. A. Malinovskaya, O. G. Chhetiani, G. S. Golitsyn, and V. A. Lebedev*

250

---

## CLIMATIC PROCESSES

Formation of Winter Surface Temperature Anomalies in the North Atlantic  
in Decades of Negative and Positive Values of the North Atlantic Oscillation Index

*A. A. Sizov, T. M. Bayankina, and V. L. Pososhkov*

259

Regional Effects of Global Climate Change in the Ural River Basin

*Zh. T. Sivokhip, V. M. Pavleychik, and A. A. Chibilev*

265

---

## LAND WATER PROBLEMS

Trace Element Composition of the Waters of the Kolyma River Mouth Section

*A. V. Savenko, V. S. Savenko, V. A. Efimov, and O. S. Pokrovsky*

272

---

## GEOECOLOGY

Morphology of Bioaerosol Particles in the Surface Layer of the Atmosphere of Moscow Metropolis

*D. P. Gubanova, N. V. Sadovskaya, A. A. Vinogradova, and M. A. Iordanskii*

276

Agroecological Assessment of Heavy Metals and Arsenic Content in Chernozem  
in the Common Central Black Earth Region of Russia

*S. V. Lukin*

283

---

---

УДК 548.4

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОТЕРМОМЕТРИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА АДЖ-БОГД (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ) НА ОСНОВЕ ЦИРКОНА

© 2023 г. О. А. Андреева<sup>1,\*</sup>, академик РАН Л. Я. Аранович<sup>1</sup>, А. М. Козловский<sup>1</sup>, М. А. Голунова<sup>1,2</sup>, Д. Д. Капланская<sup>1</sup>, С. Е. Борисовский<sup>1</sup>

Поступило 28.11.2022 г.

После доработки 14.12.2022 г.

Принято к публикации 15.12.2022 г.

В строении массива Адж-Богд, расположенного в Заалтайской Гоби в пределах герцинид Центрально-Азиатского складчатого пояса, участвуют породы двух основных фаз внедрения. Породы ранней фазы представлены двуполевошпатовыми гранитами, которые прорываются поздними щелочно-полевошпатовыми гранитами. При реконструкции термальной истории гранитоидов двух фаз внедрения в качестве минерала-индикатора температурного режима их формирования был выбран циркон. Было предложено два основных подхода к использованию этого минерала как геотермометра: температура насыщения цирконом и цирконий-гафниевый геотермометр. Оба подхода демонстрируют схожую термальную картину формирования гранитов массива. Щелочно-полевошпатовые граниты поздней фазы внедрения кристаллизовались при температурах  $T = 810\text{--}850^\circ\text{C}$ , в то время как двуполевошпатовые граниты ранней фазы – в температурном интервале  $T = 700\text{--}770^\circ\text{C}$ . По результатам термобарогеохимических исследований расплавных включений в цирконе щелочно-полевошпатовых гранитов поздней фазы был определен схожий температурный диапазон их формирования –  $825\text{--}850^\circ\text{C}$ . Все полученные оценки температуры кристаллизации гранитов двух фаз внедрения массива Адж-Богд свидетельствуют о значительно более высокой (на  $100\text{--}120^\circ\text{C}$ ) температуре образования щелочно-полевошпатовых гранитов по сравнению с более ранними двуполевошпатовыми гранитами. Значительно более высокая температура образования поздних щелочно-полевошпатовых гранитов предполагает необходимость дополнительного источника тепла, которым могли служить мантийные расплавы, свидетельством участия которых в формировании массива Адж-Богд являются мафические дайки, разделяющие породы двух гранитных фаз внедрения. Кон-трастный температурный режим близких по времени известково-щелочной и щелочной фаз внедрения установлен впервые в этой работе.

**Ключевые слова:** циркон, температура насыщения цирконом, цирконий-гафниевый геотермометр, расплавные включения

**DOI:** 10.31857/S2686739722602848, **EDN:** NZOLPT

## ВВЕДЕНИЕ

Расшифровка физико-химических параметров кристаллизации гранитоидов важна для понимания эволюции кислых магм и процессов, приводящих к накоплению в них рудного вещества. Особый интерес представляет исследование многофазных интрузивных массивов с участием гранитов разных минералогических или геохимических типов, поскольку позволяет реконструи-

ровать эволюцию магматических расплавов, которая может приводить к формированию магм потенциально рудоносных в отношении редких и транзитных элементов. Однако точная оценка магматических температур для гранитоидов, главным образом, их щелочных разновидностей, часто затруднена в силу особенности их минерального состава. Одним из наиболее популярных минералов-индикаторов температурного режима формирования гранитоидных массивов является циркон (*Zrn*). Было предложено несколько подходов к использованию этого минерала как геотермометра: (1) – индекс насыщения цирконом [1–4]; (2) – содержания *Ti* в цирконе [5, 6]; (3) – распределение *Zr* и *Hf* между цирконом и расплавом [7, 8]. Каждый из них имеет свои преимущества и недостатки. Так, в подходе (1) предполагается, что *Zrn* является одним из первых минералов субликвидуса, что в общем случае невер-

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт экспериментальной минералогии имени академика Д. С. Коржинского Российской академии наук, Черноголовка, Россия

\*E-mail: oandreeva@igem.ru

но [2, 8]. Подход (2) требует тщательного определения, как правило, очень низкого содержания Ti в *Zrn* и, главное — количественного учета активности  $TiO_2$  в расплаве на момент начала кристаллизации *Zrn* [5, 6], а подход (3) предполагает, что в породе помимо *Zrn* отсутствуют минералы, способные фракционировать Zr и Hf, что также выполняется далеко не всегда. Например, в амфиболе и биотите — наиболее обычных темноцветных минералах гранитоидов — отношение  $Zr/Hf = 22\text{--}24$  и  $13$  соответственно [9], что сильно отличает их от хондритового отношения  $\sim 35\text{--}40$  [10].

В предлагаемой статье проблемы, связанные с использованием циркона в качестве индикатора термального режима гранитоидов, рассмотрены на примере гранитов массива Адж-Богд в юго-западной Монголии. По этим результатам высказаны также некоторые генетические соображения.

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

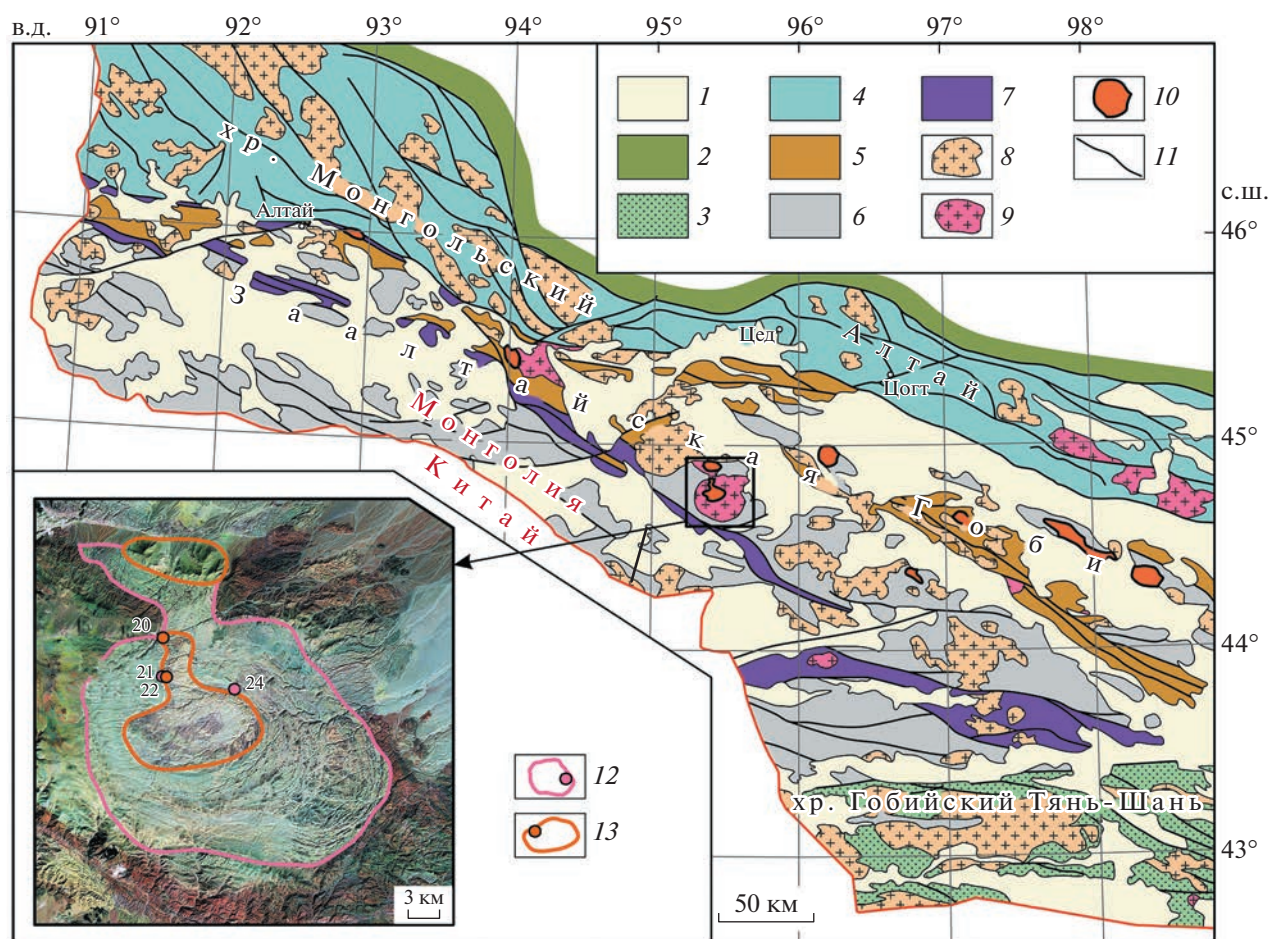
Гранитоидный массив Адж-Богд располагается в Заалтайской Гоби в пределах герцинид Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). Это — субизометричный в плане массив диаметром около 20 км, относящийся к раннепермскому этапу магматизма. Гранитоиды массива прорывают раннекарбонные известково-щелочные вулканические серии и интрузивные породы широкого диапазона состава от габбро до гранитов. В строении массива Адж-Богд участвуют породы двух основных фаз внедрения, разделенных сериями мафических даек. Ранняя фаза, слагающая основное тело массива, представлена средне-мелкозернистыми двуполевошпатовыми лейкократовыми гранитами. Порода поздней фазы занимает около 15% площади массива и распространены в центральной его части, а также слагают небольшой обособленный сателлит в 1.5 км к северу. Это преимущественно крупно-среднезернистые щелочно-полевошпатовые граниты. В петрографическом отношении для двуполевошпатовых гранитов первой фазы внедрения характерны фенокристы пертитового полевого шпата и мелкозернистый матрикс из альбита, калиевого полевого шпата и кварца. Щелочно-полевошпатовые породы второй фазы внедрения состоят из крупных кристаллов пертитового полевого шпата и кварца. Темноцветных минералов в обоих типах пород не более 5%. Это, главным образом, роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ильменитом и сфеном. Возраст массива был определен методом U–Pb ID-TIMS по циркону из щелочно-полевошпатовых гранитов северного сателлита (массив Бум) второй фазы внедрения и составляет  $294 \pm 5$  млн лет [11].

## ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОВ

Граниты двух типов существенно различаются по химическому составу (табл. 1). Содержание  $SiO_2$  в двуполевошпатовых гранитах первой фазы внедрения (обр. 22, 24; далее в тексте — ГрI) составляет 71–74 мас. % при концентрации  $Al_2O_3$  14–15 мас. % и суммы щелочей — 8 мас. % (коэффициент агапитности  $Ka = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$  (мол.) = 0.7–0.8). Для щелочно-полевошпатовых гранитов второй фазы внедрения (обр. 20, 21; далее в тексте — ГрII) характерно содержание кремнекислоты 67–70 мас. %.  $Al_2O_3$  — 16–17 мас. % при концентрации суммы щелочей — 11–12 мас. % (табл. 1), коэффициент агапитности  $Ka = 0.9$ . Согласно классификационной диаграмме (рис. 2), основанной на известково-щелочном индексе Пикокса, точки составов ГрI лежат в поле известково-щелочной серии, а ГрII относятся к щелочной серии. Резко отличаются между собой граниты ГрI и ГрII по содержанию Zr и Hf. Так, содержания Zr в ГрI составляют 131–135 ppm, Hf — около 4 ppm, тогда как в ГрII концентрации Zr варьируют от 410 до 460 ppm, а Hf — от 8–9 ppm.

## СОСТАВ ЦИРКОНА

Циркон из обоих типов гранитов полупрозрачен и имеет размеры, в среднем, 0.1–0.2 мм. Внутренняя структура зёрен — наличие осцилляторной и (иногда) секториальной зональности (рис. 3) — не оставляет сомнений в их магматическом происхождении. Все зёрна неоднородны по содержанию  $HfO_2$ , причем в каждом из изученных образцов встречаются цирконы с различающимися трендами зональности. В образце 22 (ГрI) присутствуют зёрна *Zrn* двух разновидностей — с эллипсоидными ядрами с низким содержанием  $HfO_2$  и с более или менее систематическим увеличением его концентрации к краям зёрен (0.85–1.28 мас. %; рис. 3 д. R5), и слабо зональные зёрна с небольшими (в пределах 10–15 отн. %) колебаниями содержаний  $HfO_2$  (рис. 3 е. R6). Похожие по морфологии и составу слабо зональные зёрна встречаются также в образце 24 из ГрI (1.03–1.30 мас. %  $HfO_2$ ). В образцах 20 и 21 (ГрII) также встречаются и зональные (рис. 3 б. R9; 3 в. R3), и весьма однородные (рис. 3 а. R2; 3 г. R4) по содержанию  $HfO_2$  зёрна *Zrn*. При этом содержание  $HfO_2$  в более или менее однородных зёрнах *Zrn* из ГрII может быть близким как к центральным, так и к краевым участкам зональных зёрен. Похожие соотношения наблюдаются и в *Zrn* из ГрI.



**Рис. 1.** Схема геологического строения Юго-Западной Монголии. 1 – мезозой-кайнозойский осадочный чехол; 2 – позднепротерозойские-раннепалеозойские островодужные комплексы Озёрной зоны; 3 – раннепалеозойские (?) метаморфические комплексы Гоби-Тяньшаньской зоны; 4 – раннепалеозойские метавулканогенно-осадочные комплексы Монгольского Алтая; 5 – среднепалеозойские островодужные вулканогенные комплексы Заалтайской Гоби; 6 – раннекарбоновые окраинно-континентальные вулканогенно-осадочные комплексы; 7 – зоны тектонического меланжа; 8–10 – гранитоиды: 8 – допермские известково-щелочные. 9 – пермские известково-щелочные. 10 – карбон-пермские щелочно-полевошпатовые; 11 – главные тектонические нарушения. На врезке схема дешифрирования космического снимка Landsat-7 района гранитоидного массива Адж-Богд с положением исследованных образцов. 12 – двуполевошпатовые граниты ранней фазы (ГрI); 13 – щелочно-полевошпатовые граниты поздней фазы (ГрII).

### РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЦИРКОНЕ ГРАНИТОВ

В цирконе визуально диагностированы раскристаллизованные расплавные включения размером до 30 мкм. Термометрические эксперименты с включениями в цирконе из ГрII, проведенные при ступенчатом нагреве с шагом по температуре  $T = 50^\circ$  в муфельной печи (ИГЕМ РАН), показали, что их полная гомогенизация происходит при температуре  $T_{\text{гом}} = 825\text{--}850^\circ\text{C}$ . Для того, чтобы предотвратить декрипитацию, возможную вследствие нагревания при атмосферном давлении и иногда приводящую к потере расплавами летучих, серия экспериментов по гомогенизации включений в цирконах из этих гранитов была также проведена в газовом аппара-

те высокого давления (ИЭМ РАН, г. Черноголовка) при температуре  $900^\circ\text{C}$  и давлении 4 кбар с выдержкой в течение 5 сут и последующей изобарической закалкой (2–3 мин). Установлено, что расплав, зафиксированный в качестве включений в цирконе из ГрII, характеризуется пониженными относительно породы содержаниями суммы щелочей, составляющей 6.7–7.6 мас. %, FeO – до 0.2 мас. %,  $\text{TiO}_2$  – 0.16 мас. %, CaO – до 0.4 мас. %, MgO – до 0.16 мас. % (табл. 1). При этом содержания  $\text{SiO}_2$  в расплаве включений варьируют от 72.3 до 73.6 мас. %, тогда как в породе концентрации кремнекислоты не превышает 70 мас. %. Для расплавов из включений, так же, как и для содержащих циркон гранитов второго типа, характерна калиевая специфика (табл. 1). Судя по дефициту суммы главных оксидов, рас-

**Таблица 1.** Состав гранитоидов массива Адж-Богд и расплавных включений в цирконе щелочно-полевошпатовых гранитоидов

| Образец                        | 20    | 21    | 22    | 24    | 20-1  | 21-1  | 21-2   | 21-3  | 21-4  |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| Диаметр зонда                  | —     | —     | —     | —     | 3 мкм | 8 мкм | 10 мкм | 4 мкм | 4 мкм |
| SiO <sub>2</sub>               | 67.30 | 70.05 | 71.03 | 74.13 | 72.44 | 73.62 | 72.73  | 73.25 | 72.05 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.50  | 0.40  | 0.27  | 0.13  | 0.09  | 0.16  | 0.08   | 0.16  | 0.16  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.25 | 15.64 | 15.01 | 13.97 | 11.51 | 11.25 | 11.12  | 11.33 | 10.47 |
| FeO*                           | 1.24  | 1.40  | 1.61  | 0.95  | 0.15  | 0.10  | 0.21   | 0.23  | 0.06  |
| MnO                            | 0.09  | 0.08  | 0.05  | 0.03  | 0.00  | 0.07  | 0.01   | 0.03  | 0.02  |
| MgO                            | 0.20  | 0.25  | 0.46  | 0.27  | 0.00  | 0.16  | 0.00   | 0.02  | 0.00  |
| CaO                            | 0.80  | 0.85  | 1.91  | 1.31  | 0.23  | 0.32  | 0.35   | 0.42  | 0.22  |
| Na <sub>2</sub> O              | 5.01  | 4.58  | 3.19  | 3.45  | 2.12  | 2.85  | 2.79   | 2.06  | 2.22  |
| Na <sub>2</sub> O**            | —     | —     | —     | —     | 2.79  | 3.04  | 2.98   | 2.39  | 2.59  |
| K <sub>2</sub> O               | 6.70  | 6.01  | 5.17  | 4.95  | 4.65  | 4.59  | 4.27   | 4.36  | 4.49  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.04  | 0.06  | 0.08  | 0.04  | 0.00  | 0.01  | 0.00   | 0.02  | 0.01  |
| П.П.П.***                      | 0.46  | 0.27  | 0.77  | 0.58  | —     | —     | —      | —     | —     |
| Сумма                          | 99.59 | 99.58 | 99.55 | 99.80 | 91.86 | 93.32 | 91.75  | 92.20 | 90.06 |

Примечание. 20–21 — щелочно-полевошпатовые граниты (ГрII). 22–24 — двуполевошпатовые граниты (ГрI). 20-1–21-4 — расплавные включения в цирконе щелочно-полевошпатовых гранитов 20 и 21 (ГрII). \* — FeO общее; \*\* — Na<sub>2</sub>O с поправкой для определенного диаметра зонда [12]; \*\*\* — потери при прокаливании.

плавы, ответственные за кристаллизацию циркона из ГрII, содержали значительное количество H<sub>2</sub>O, оценить которое количественно по разности 100%-(сумма оксидов) (например, [7]) невозможно из-за слишком малого размера включений. Кроме того, в цирконе установлены кристаллические включения, сингенетичные расплавному. Среди них выявлены щелочной полевоид шпат, кварц и фторапатит. Эти данные в совокупности с результатами исследования состава расплавных включений дают основание полагать, что циркон кристаллизовался после или одновременно с формированием щелочного полевого шпата, кварца и F-апатита.

### ТЕМПЕРАТУРА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЦИРКОНА

При реконструкции термальной истории гранитов использовали два из отмеченных во введении метода: (1) — температура насыщения цирконом ( $T_{Zmsat}$ ; [4, 5]); (3) — цирконий-гафниевый геотермометр —  $T_{ZH}$ . [7]. Первоначальный вариант цирконий-гафниевого геотермометра [7] был основан на литературных экспериментальных данных по растворимости циркона и гафнона в близких по составу силикатных расплавах. Недавно нами (статья готовится к печати) были получены новые экспериментальные данные по растворимости этих минералов в широком интервале  $T$  (900–1500°C) и состава расплавов, которые подтвердили близость коэффициентов активно-

сти частиц Zr и Hf в расплавах и позволили существенно уточнить уравнение геотермометра:

$$T_{ZH}, K = 1968 / (14.548 + \ln[Hf/Zr]^m - \ln[Hf]^{Zrn}). \quad (1)$$

В уравнении (1) надстрочные индексы  $m$  и  $Zrn$  обозначают, соответственно, расплав (породу) и циркон, а в квадратных скобках — концентрации элементов в ppm.

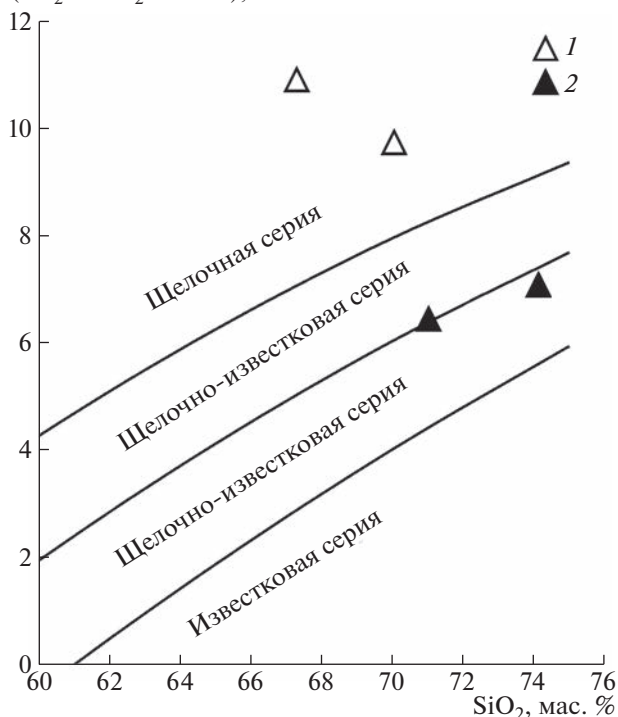
**Температура насыщения цирконом.** Результаты оценки температуры по индексу насыщения цирконом приведены в табл. 2. Для образцов ГрII значения  $T$ , рассчитанные по уравнениям, предложенным в работах [2] и [4], практически совпадают и близки к оценке температуры гомогенизации расплавных включений в цирконе из этих образцов. Значения  $T$ , полученные для образцов ГрI, оказались значительно ниже, и расхождения между расчетами по [2] и [4] весьма велики, хотя и не выходят за пределы погрешностей обеих калибровок. Возможно, эти различия связаны с небольшой ошибкой экстраполяции высокотемпературных экспериментальных данных, на которых основывалось уравнение [2], в область относительно низких температур. Следует также отметить, что в уравнение, предложенное в [4], входят параметры, связанные с давлением ( $P$ ) и содержанием H<sub>2</sub>O в расплаве ( $xH_2O$ ), что несколько повышает неопределенность оценки  $T$ . В своих расчетах мы использовали  $P = 0.1$  ГПа и  $xH_2O = 0.1$  (что примерно соответствует 3 мас. % H<sub>2</sub>O, т.е. значению, близкому к максимальной

растворимости воды в гранитном расплаве при этом давлении).

**Цирконий-гафниевый геотермометр.** Поскольку все изученные зёрна *Zrn* неоднородны по содержанию  $\text{HfO}_2$ , результаты расчетов по уравнению (1) сильно зависят от выбора участка, соответствующего началу кристаллизации минерала. Большинство цирконов из обоих типов гранитоидов характеризуются отчетливой зональностью с увеличением содержания  $\text{Hf}$  от центра к краям зёрен, что хорошо согласуется с многочисленными данными по циркону широкого спектра магматических комплексов ([7, 8] и ссылки там). Эта особенность обусловлена предпочтительным фракционированием из расплавов  $\text{Zr}$  относительно  $\text{Hf}$  по мере роста минерала, что приводит при остывании и обогащению  $\text{Hf}$  расплавов и кристаллизующихся из них цирконов. Для оценки температуры начала кристаллизации этих цирконов по уравнению (1) мы использовали состав центральных зон кристаллов с максимальным значением  $\text{Zr}/\text{Hf}$  отношения [7]. Исключение сделано для зерна циркона из образца 20 (рис. 3 б). Во-первых, судя по внутренней структуре и резко асимметричной зональности, это, скорее всего, обломок более крупного кристалла, а во-вторых, его ядро по содержанию  $\text{HfO}_2$  очень близко к ядрам цирконов из образцов гранитов ГрI, что позволяет рассматривать эти зёрна как антекристы [8]. Поэтому при расчете  $T_{\text{ZH}}$  для подобных зёрен мы использовали состав внутренних зон, следующих сразу за унаследованными ядрами.

Результаты расчетов температуры по уравнению (1) (табл. 2) в целом неплохо согласуются с оценками, основанными на индексе насыщения цирконом. Для образцов ГрI они оказались ближе к значениям  $T$  по уравнению [2], а для ГрII — несколько ниже, чем по обеим калибровкам [2, 4] и ниже оценок, основанных на температуре гомогенизации расплавных включений в цирконе ( $\sim 850^\circ\text{C}$ ), хотя в пределах ошибок оценки по всем

$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ , мас. %



**Рис. 2.** Петрохимическая классификация гранитов массива Адж-Богд по известково-щелочному индексу Пикко. 1 — щелочно-полевошпатовые граниты поздней фазы внедрения (ГрII). 2 — двуполевошпатовые граниты ранней фазы внедрения (ГрI).

методам достаточно хорошо согласуются друг с другом.

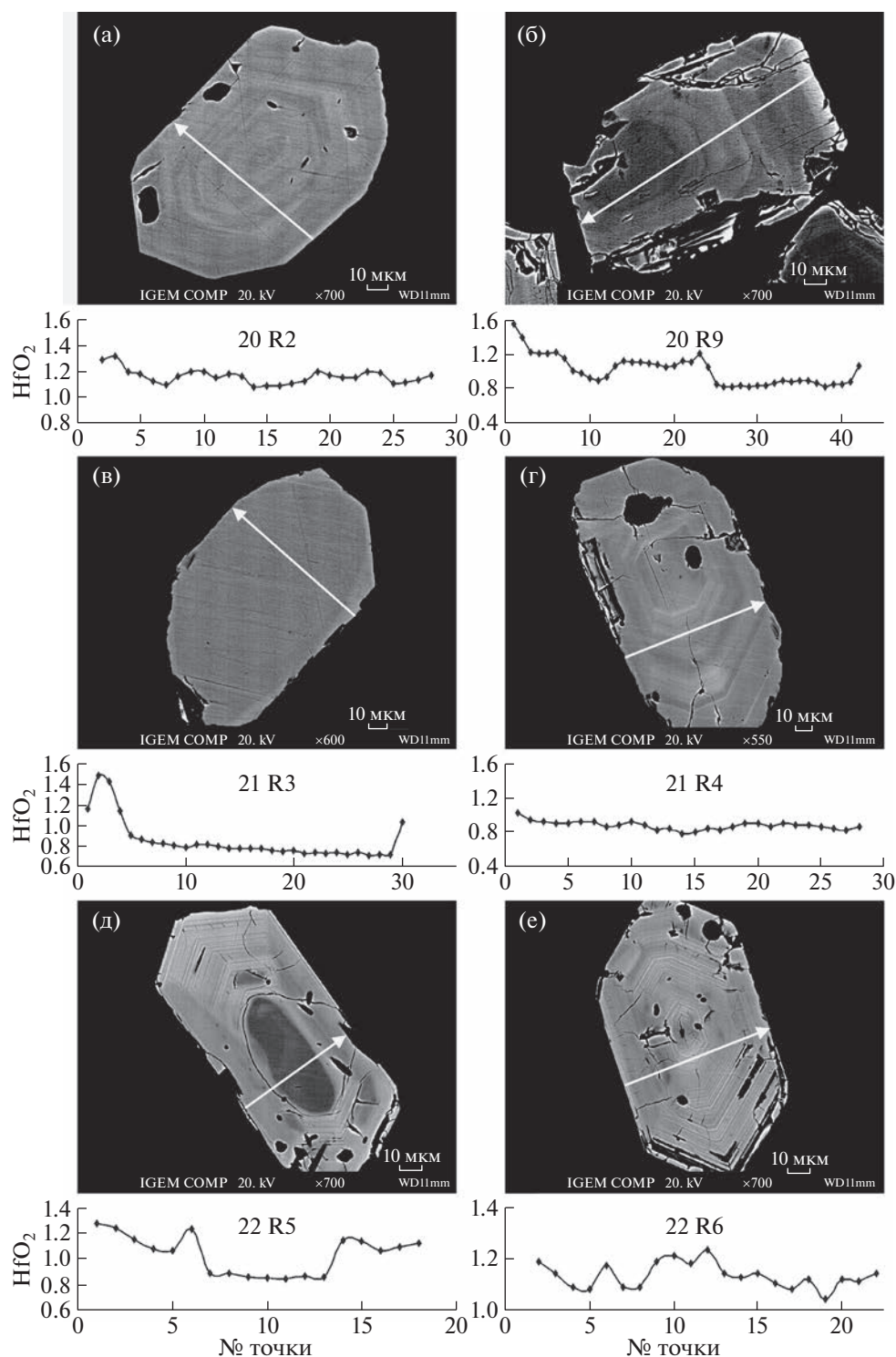
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Различия в составе расплавных включений в цирконах и вмещающих их гранитов ГрII (табл. 1): пониженные относительно породы содержания суммы щелочей, содержания  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  и

**Таблица 2.** Оценки температуры кристаллизации циркона в гранитоидах массива Адж-Богд

| Образец                                    | 20      | 21              | 22      | 24   |
|--------------------------------------------|---------|-----------------|---------|------|
| Zr порода, ppm                             | 460     | 411             | 135     | 131  |
| Hf порода, ppm                             | 9.90    | 8.26            | 3.58    | 3.92 |
| Hf в <i>Zrn</i> , ppm                      | 7360    | 6817–7140       | 7301    | 8768 |
| $T_{\text{Zrnsat}}$ , $^\circ\text{C}$ [4] | 850     | 856             | 769     | 755  |
| $\sigma T$ , $^\circ\text{C}$              | 52      | 52              | 43      | 46   |
| $T_{\text{Zrnsat}}$ , $^\circ\text{C}$ [2] | 853     | 853             | 693     | 701  |
| $\sigma T$ , $^\circ\text{C}$              | 51      | 48              | 52      | 64   |
| $T_{\text{ZH}}^*$ , $^\circ\text{C}$       | 817(R9) | 810(R3)–840(R4) | 700(R5) | 730  |
| $\sigma T$ , $^\circ\text{C}$              | 39      | 41              | 38      | 43   |

Примечание. \*В скобках — номер профиля на рис. 4.



**Рис. 3.** Профили содержания  $\text{HfO}_2$  в цирконах гранитоидов массива Адж-Богд: а)–г) — поздних щелочно-полевошпатовых гранитов (ГрII); д)–е) — ранних двуполевошпатовых гранитов (ГрI).

$\text{MgO}$ , наряду с повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$  (табл. 1) — указывают на более раннюю или одновременную с цирконом кристаллизацию амфибола. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  во включениях также несколько ниже, чем в ГрII, что, скорее всего,

связано с ранней кристаллизацией полевого шпата. Количественно оценить влияние изменения состава расплавов на оценки  $T_{\text{Zmsat}}$  невозможно, т.к. из-за малых размеров расплавных включений нельзя надежно измерить содержание в них Zr.

Однако простые расчеты на качественном уровне позволяют заключить, что это влияние очень незначительно: ранняя кристаллизация даже всего содержащегося в породе амфибола (4–5 об. %) при среднем содержании Zr в нем примерно 53 ppm [9] могла привести лишь к небольшому (порядка 3 ppm) уменьшению концентрации Zr в расплаве по сравнению с исходным. Этот вывод справедлив и в отношении влияния ранней кристаллизации полевого шпата, среднее содержание Zr в котором примерно в 5 раз ниже, чем в амфиболе [9]. Кроме того, эффект, связанный с небольшим уменьшением валовой концентрации Zr, должен был компенсироваться увеличением содержания SiO<sub>2</sub> в расплаве. Приведенные выше аргументы справедливы также и в отношении оценок  $T_{ZH}$ , поскольку кристаллизация амфибола и плагиоклаза не могла значимо повлиять на Zr/Hf отношение в расплавах.

Валовая концентрация Zr в GrI в 3–4 раза ниже, чем в GrII, поэтому ранняя кристаллизация относительно обогащенных цирконием минералов могла потенциально сказаться на оценке  $T_{Zrsm}$ . Однако в этих гранитах амфибол отсутствует, а кристаллизация биотита, присутствующего в количестве 5–6 об. %, в силу обычно очень низкого содержания Zr (1–2 ppm; [9]) не могла существенно повлиять на результаты расчетов.

Таким образом, полученные оценки (табл. 2) свидетельствуют о значительно более высокой (на 100–120°C) температуре образования поздних щелочно-полевошпатовых гранитов (GrII) по сравнению с более ранними двуполевошпатовыми гранитами (GrI). Кроме того, GrI и GrII относятся к двум различным магматическим сериям — известково-щелочной и щелочной соответственно. Ввиду этого, вероятнее всего, GrII нельзя рассматривать как продукты дифференциации GrI. Хотя этапы формирования более ранних двуполевошпатовых гранитов (GrI) и более поздних щелочно-полевошпатовых гранитов (GrII) могли быть разделены геологически очень коротким промежутком времени, они существенно различались по термальному режиму. Значительно более высокая температура образования гранитов GrII предполагает необходимость дополнительного источника тепла, которым могли служить мантийные расплавы (mantle derived melts) [13], свидетельством участия которых в формировании массива Адж-Богд являются мафические дайки, разделяющие породы двух гранитных фаз внедрения. Высокотемпературная природа (суб)-щелочных гранитоидов А-типа неоднократно подчеркивалась в петрологических работах (например, [13, 14]). Однако контрастный температурный режим близких по времени известково-щелочной и щелочной фаз внедрения установлен впервые в этой работе.

## ВЫВОДЫ

1. При реконструкции термальной истории гранитоидного массива Адж-Богд были изучены двуполевошпатовые граниты ранней фазы внедрения и щелочно-полевошпатовые граниты поздней фазы. Было предложено два основных подхода к использованию циркона как геотермометра: температура насыщения цирконом и цирконий-гафниевый геотермометр. Оба подхода демонстрируют схожую термальную картину формирования гранитов массива.

2. Согласно оценке температуры по индексу насыщения цирконом, двуполевошпатовые граниты ранней фазы (GrI) формировались при температурах  $T = 700–770^{\circ}\text{C}$  в то время, как температура кристаллизации щелочно-полевошпатовых гранитов поздней фазы внедрения (GrII) соответствует  $850^{\circ}\text{C}$ .

3. Результаты расчетов температуры кристаллизации двух типов гранитов массива Адж-Богд по цирконий-гафниевому геотермометру показывают довольно узкий диапазон значений. Для ранних двуполевошпатовых гранитов были получены температуры  $700–730^{\circ}\text{C}$ , а для поздних щелочно-полевошпатовых гранитов, главным образом,  $T = 810–820^{\circ}\text{C}$ .

4. По результатам термобарогеохимических исследований расплавных включений в цирконе щелочно-полевошпатовых гранитов поздней фазы был определен температурный интервал их формирования —  $825–850^{\circ}\text{C}$ .

5. Все полученные оценки температур кристаллизации гранитов двух фаз внедрения массива Адж-Богд свидетельствуют о значительно более высокой (на 100–120°C) температуре образования щелочно-полевошпатовых гранитов (GrII) по сравнению с более ранними двуполевошпатовыми гранитами (GrI). Существенно более высокая температура образования поздних щелочно-полевошпатовых гранитов предполагает необходимость дополнительного источника тепла, которым могли служить мантийные расплавы. Об участии таких расплавов в формировании массива Адж-Богд свидетельствуют мафические дайки, разделяющие породы двух гранитных фаз внедрения. Контрастный температурный режим близких по времени известково-щелочной и щелочной фаз внедрения установлен впервые в этой работе.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 22-17-00052.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Watson E.B., Harrison T.M. // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. P. 295–304.

2. *Borisov A., Aranovich L.* // Chem. Geol. 2019. V. 510. P. 103–112.
3. *Boehnke P., Watson E.B., Trail D. et al.* // Chem. Geol. 2013. V. 351. P. 324–334.
4. *Crisp L.J., Berry A.J.* // Contribs. Mineral. Petrol. 2022. V. 177. P. 71.
5. *Ferry J.M., Watson E.B.* // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 154. № 4. P. 429–437.
6. *Borisov A., Aranovich L.* // Chem. Geol. 2020. V. 556. 119817.
7. *Аранович Л.Я., Бортников Н.С.* // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. P. 109–115.
8. *Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Борисов А.А.* // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5–6. С. 685–700.
9. *Bea F., Montero P., Ortega M.* // Can. Mineral. 2006. V. 44. P. 693–714.
10. *Palme H., O'Neill H.St.S.* // Treatise on Geochemistry. 2nd Ed. 2014. V. 3. P. 1–39.
11. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 59–80.
12. *Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А. и др.* // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. С. 535–566.
13. *Martin R.F.* // Lithos. 2006. V. 91. P. 125–136.
14. *Bonin B.* // Lithos. 2007. V. 97. P. 1–29.

## COMPARATIVE GEOTHERMOMETRY OF THE AJ-BOGD GRANTITOID MASSIF (SOUTHERN MONGOLIA) BASED ON ZIRCON STUDY

**O. A. Andreeva<sup>a, #</sup>, Academician of the RAS L. Ya. Aranovich<sup>a</sup>, A. M. Kozlovsky<sup>a</sup>,  
M. A. Golunova<sup>a, b</sup>, D. D. Kaplanskaya<sup>a</sup>, and S. E. Borisovskii<sup>a</sup>**

<sup>a</sup> *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup> *D.S. Korzhinskiy Institute of Experimental Mineralogy Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: oandreeva@igem.ru*

The Aj-Bogd massif, located in the Trans-Altai Gobi within the Hercynides of the Central Asian fold belt, is composed of rocks from two main intrusion phases. The rocks of the early phase are represented by two-feldspar granites, while the late phase is characterized by alkali-feldspar granites. During the reconstruction of the thermal history of these granites zircon was chosen as a mineral-indicator of the temperature regime of their formation. Two main approaches to using this mineral as a geothermometer have been proposed: the zircon saturation index and the zirconium-hafnium geothermometer. Both approaches demonstrate a similar thermal picture of the formation of granites from Aj-Bogd massif. Alkaline feldspar granites of the late intrusion phase crystallized at temperatures of 810–850°C while two-feldspar granites of the early phase formed at temperatures of 700–770°C. According to thermobarogeochemical studies of melt inclusions in zircon of late-phase alkali-feldspar granites, a similar temperature range of their formation was defined (825–850°C). All obtained data of the formation temperatures of studied granites from Aj-Bogd massif indicate a significantly higher (by 100–120°C) temperature of formation of alkali-feldspar granites compared to earlier two-feldspar granites. The significantly higher crystallization temperature of late alkali feldspar granites allow us to suggest the appearance of an additional heat source that could be mantle derived melts. The evidence of such melt participation in the formation of Aj-Bogd massif are mafic dikes that separate granites of two intrusion phases. The contrast temperature regime of the calc-alkaline and alkaline intrusion phases close in time was determined for the first time in this work.

**Keywords:** zircon, zircon saturation index, zirconium-hafnium geothermometer, melt inclusions

## ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93:552.4 (551.72)

# ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ КОДАРСКОЙ СЕРИИ УДОКАНСКОЙ ПОДЗОНЫ КОДАРО-УДОКАНСКОГО ПРОГИБА АЛДАНСКОГО ЩИТА: ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ОБЛАСТИ СНОСА

© 2023 г. Е. В. Адамская<sup>1,\*</sup>, В. П. Ковач<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН А. Б. Котов<sup>1</sup>, Е. В. Толмачева<sup>1</sup>, Ю. В. Плоткина<sup>1</sup>, Т. М. Сковитина<sup>2</sup>, А. М. Федосеенко<sup>1</sup>, В. А. Горовой<sup>2</sup>

Поступило 03.12.2022 г.

После доработки 12.12.2022 г.

Принято к публикации 16.12.2022 г.

Представлены результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона из метапесчаников кодарской серии удоканского комплекса Алданского щита. Установлено, что кодарская серия Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба имеет возраст в интервале 2.08–2.05 млрд лет. Источниками сноса пород кодарской серии послужили архейские (около 2.65, 2.83 и 3.23 млрд лет) магматические и метаморфические комплексы Чаро-Олёкминского геоблока Алданского щита и сопредельной территории Станового структурного шва, а также неустоявшиеся на современном эрозионном срезе палеопротерозойские (около 2.08 млрд лет) комплексы островных дуг или активных континентальных окраин, существовавших в южном обрамлении архейского Чаро-Олёкминского геоблока. Предполагается, что в южной части Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба могут быть тектонически совмещены породы различного возраста, относящиеся как к кодарской серии удоканского комплекса, так и к метаморфическим комплексам Станового структурного шва.

**Ключевые слова:** терригенные породы, детритовый циркон, геохронология, кодарская серия, удоканский комплекс, Алданский щит

**DOI:** 10.31857/S2686739722602769, **EDN:** NZBFRM

Палеопротерозойские осадочные породы удоканского комплекса выполняют обширный Кодаро-Удоканский прогиб и ряд более мелких “грабен-синклиналей” (Угуйская, Олдонгсинская, Нижнеханнинская), расположенные в западной части Алданского щита. Они являются гипостратотипом нижнего протерозоя Сибири и Дальнего Востока и вмещают одно из крупнейших в Мировом месторождений меди [1–3]. Мощность терригенных пород Кодаро-Удоканского прогиба, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, превышает 10 км. В их разрезе традиционно выделяют (снизу–вверх): кодарскую, чинейскую и кеменскую серии [1, 2]. Полученные к настоящему времени Sm–Nd-изотопно-геохимические и геохронологические данные [4–6] дают все основания предполагать, что возраст кодарской серии удоканского ком-

плекса Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба находится в интервале 2.3–2.1 млрд лет, а возраст чинейской и кеменской серий составляет около 1.9 млрд лет. Стратиграфические схемы кодарской серии имеют противоречивый характер (например, [2, 3, 7]), а геохронологические данные, позволяющие оценить максимальный возраст накопления и идентифицировать источники сноса слагающих ее пород, отсутствуют. Для решения этой задачи выполнены U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования метаосадочных пород из нижних частей разреза кодарской серии Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба (рис. 1), результаты которых представлены в настоящей статье.

Кодарская серия сложена метаморфизованными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, гравеллитами, конгломератами, кварцитами, алевролитами и карбонатными породами. Отличительной чертой пород кодарской серии по сравнению с чинейской и кеменской является более высокая степень метаморфических преобразований, которая достигает высокотемпературной амфиболитовой фации.

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

\*E-mail: adamskaya83@gmail.com

**Таблица 1.** Результаты расчета вероятности максимумов возрастов (млн лет) для детритового циркона из метапесчаника кодарской серии удоканского комплекса

| Размерная фракция, мкм |              |          |              |          |              |          |              |
|------------------------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|----------|--------------|
| 75–100                 |              | 100–150  |              | 150–200  |              | 75–200   |              |
| максимум               | кол-во зёрен | максимум | кол-во зёрен | максимум | кол-во зёрен | максимум | кол-во зёрен |
| 2077                   | 31           | 2088     | 45           | 2084     | 66           | 2084     | 142          |
| —                      | —            | —        | —            | —        | —            | 2186     | 3            |
| —                      | —            | 2550     | 3            | —        | —            | —        | —            |
| 2645                   | 20           | 2655     | 9            | 2653     | 13           | 2650     | 42           |
| —                      | —            | 2702     | 3            | —        | —            | —        | —            |
| 2826                   | 7            | —        | —            | —        | —            | 2825     | 7            |
| 3225                   | 3            | —        | —            | —        | —            | 3225     | 3            |

Примечания. Количество зёрен — это количество анализов, которые вносят вклад в вероятность возраста для этого максимума (при 2-сигма) [15].

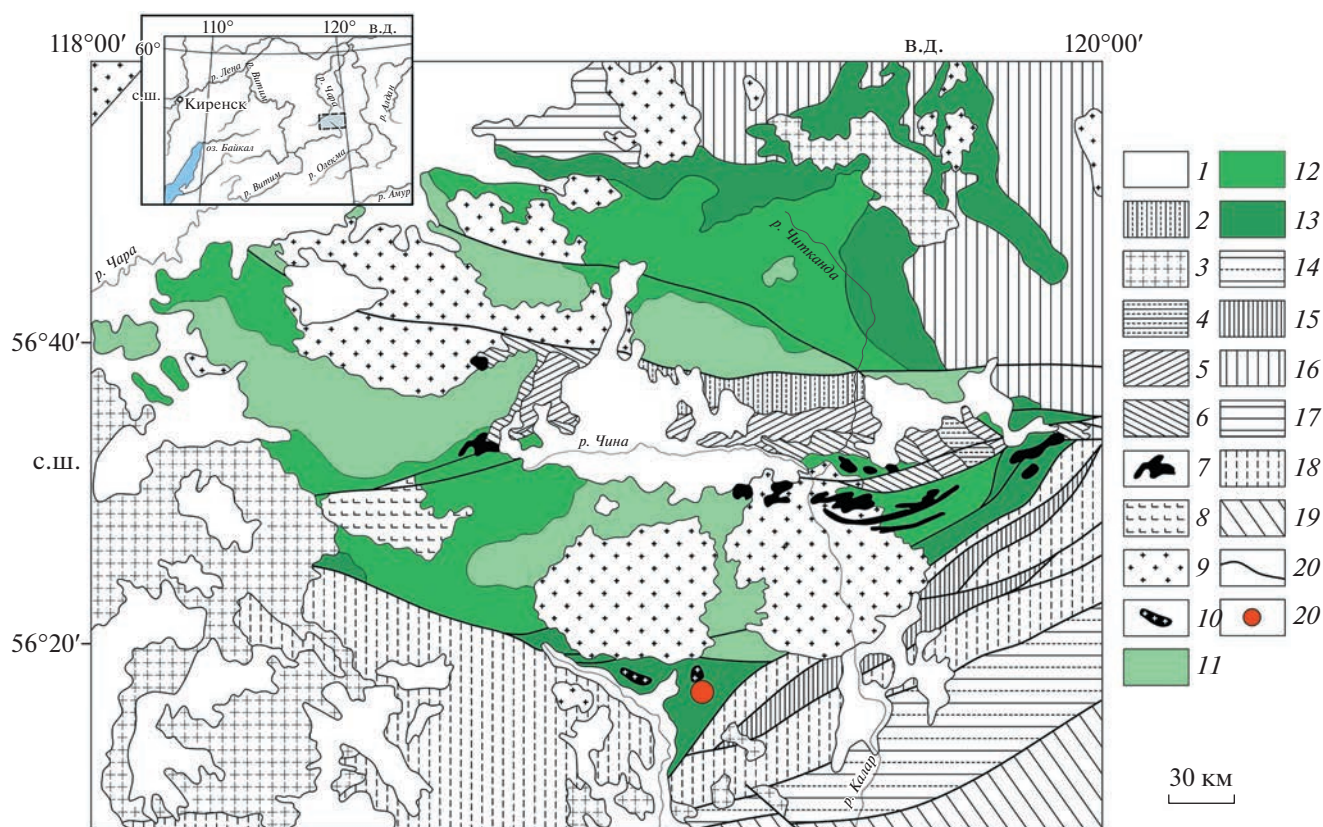
Для U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований использован циркон, выделенный из биотитовых микрогнейсов (полимиктовых метапесчаников) кодарской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба (рис. 1), которые вмещают щелочные редкометальные граниты катугинского комплекса с возрастом  $2055 \pm 7$ – $2066 \pm 6$  млн лет (U–Pb ID-TIMS-метод по циркону; [8, 9]). Проба биотитовых микрогнейсов У-7/01 отобрана из керна скважины С-8 (Катугинское редкометальное месторождение). Выделение акцессорного циркона из этой пробы проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Для геохронологических исследований использован циркон из размерных фракций 75–100, 100–150 и 150–200 мкм, доля которых составляет соответственно 10, 20 и 10% от всего количества выделенного циркона. Изучение морфологических особенностей циркона осуществлялось с помощью оптического микроскопа “LEICA” DMLP и сканирующего электронного микроскопа “TESCAN” VEGA3 в режимах вторичных электронов и катодolumинесценции. При этом проводилась типизация первичных расплавных и флюидных включений, захваченных цирконом в ходе его кристаллизации, и вторичных флюидных включений, образование которых связано с наложенными процессами.

U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования выполнены в ИГГД РАН на ICP масс-спектрометре ELEMENT XR, оснащенный системой лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo. Диаметр “пучка” лазера составлял 25 мкм, длительность измерения 100 с (40 с — холостой по газу, 60 с — абляция). Калибровка производилась с использованием стандарта циркона GJ-1 [10]. Для контроля качества данных ис-

пользовались стандарты циркона 91500 и Plešovice. Для них в ходе исследований были получены средневзвешенное значение возраста  $1067 \pm 9$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0.64, вероятность = 0.91,  $n = 26$ ) по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $1068 \pm 10$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0.035, вероятность = 1.000,  $n = 26$ ) по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  для циркона 91500, а также средневзвешенное значение возраста  $337 \pm 3$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО = 0.018, вероятность = 1.000,  $n = 26$ ) по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  для стандартного циркона Plešovice. Полученные данные находятся в хорошем соответствии с данными, полученными U–Pb (CA ID-TIMS)-методом [11]. U–Th–Pb-изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC [12]. Поправки на обычный свинец вводились с помощью программы ComPb [12]. Расчет конкордантных возрастов производился в программе IsoplotR [14]. При построении гистограмм, кривых относительной вероятности возрастов и расчете максимумов возрастов [15] принимались во внимание только конкордантные оценки возраста.

Из размерной фракции 75–100 мкм было отобрано 155 зёрен циркона, из которых удалось проанализировать 120 зёрен. Было получено 76 конкордантных оценок возраста в интервалах 2019–2129, 2590–2705, 2787–2839 и 3223–3226 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 2.08 ( $n = 31$ ), 2.65 ( $n = 20$ ), 2.83 ( $n = 7$ ) и 3.23 ( $n = 3$ ) млрд лет (табл. 1, рис. 2 а). Отдельные зёрна циркона имеют возраст в интервале от 2930 до 3168 млн лет. Еще для одного зерна циркона получена оценка возраста 1971 млн лет.

Для циркона из размерной фракции 100–150 мкм было проанализировано 108 зёрен и получено 69 конкордантных оценок возраста в интервалах 2048–2174, 2519–2555 и 2624–2792 млн



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба по [4]. 1 – неоген-четвертичные четвертичные осадочные породы и платобазальты; 2 – юрские угленосные терригенные породы; 3 – позднепалеозойские граниты, гранодиориты, граносиениты и монцитониты ингамакитского комплекса, нефелиновые сиениты, граносиениты и монцитониты ханинского комплекса; 4 – пестроцветные осадочные породы ордовика; 5 – пестроцветные осадочные породы кембрия; 6 – пестроцветные осадочные породы позднего неопротерозоя; 7 – палеопротерозойские габбро-диабазы, габбро и диабазовые порфириты доросского комплекса; 8 – палеопротерозойские расслоенные интрузии чинейского комплекса; 9 – палеопротерозойские граниты кодарского комплекса; 10 – палеопротерозойские редкометалльные граниты катугинского комплекса; 11–13 – карбонатно-терригенные породы удоканского комплекса: 11 – кеменская серия, 12 – чинейская серия, 13 – кодарская серия; 14 – анортозиты каларского комплекса; 15 – слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи субганского комплекса; 16 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олёкминского комплекса; 17 – чарская толща (гранат-биотитовые и гранат-гиперстен-биотитовые ( $\pm$ силлиманит,  $\pm$ кордиерит) плагиогнейсы, основные кристаллические сланцы, кварциты и магнетитовые кварциты); 18 – каларская толща (гранат-биотитовые ( $\pm$ силлиманит,  $\pm$ гиперстен) плагиогнейсы с прослоями и линзами двупироксеновых кристаллических сланцев, известково-силикатных пород, кварцитов и магнетитовых кварцитов); 19 – метаморфические и магматические комплексы Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса; 20 – разрывные нарушения; 21 – место отбора пробы для U–Th–Pb-геохронологических исследований.

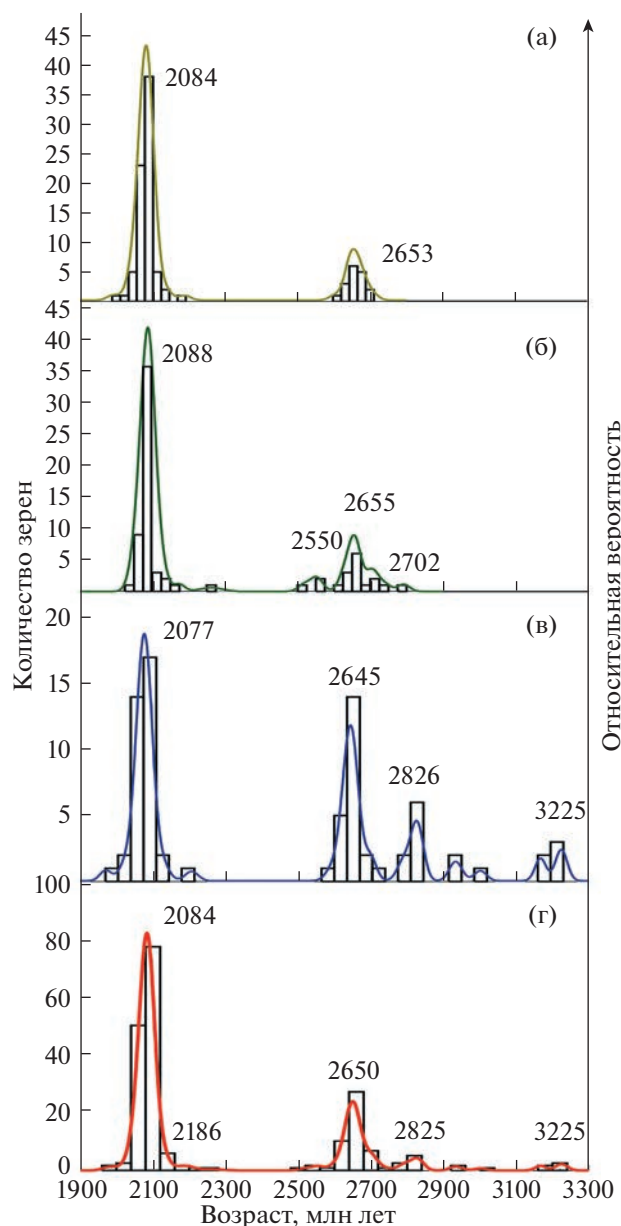
лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 2.09 ( $n = 45$ ), 2.55 ( $n = 3$ ), 2.66 ( $n = 9$ ) и 2.70 ( $n = 3$ ) млрд лет (рис. 2 б).

Геохронологические исследования циркона из размерной фракции 150–200 мкм проведены для 111 зёрен. Для них удалось получить 90 конкордантных оценок возраста, которые находятся в интервалах 2042–2139 и 2603–2708 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 2.08 ( $n = 66$ ) и 2.65 ( $n = 13$ ) млрд лет (рис. 2 в). Отдельные зёрна имеют возраст 1991 и 2190 млн лет.

В общей сложности изучено 339 зёрен циркона из трех размерных фракций и получено 235 кон-

кордантных оценок возраста. Они находятся преимущественно в интервалах 1971–2139, 2174–2263, 2519–2740, 2787–2839, 3167–3226 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 2.08 ( $n = 142$ ), 2.19 ( $n = 3$ ), 2.65 ( $n = 42$ ), 2.83 ( $n = 7$ ) и 3.23 ( $n = 3$ ) млрд лет (рис. 2 г).

Анализ геохронологических данных, полученных для различных размерных фракций детритового циркона (табл. 1), показывает, что наиболее отчетливо выраженные максимумы возраста около 2.08 и 2.65 млн лет установлены для циркона всех размерных фракций. В то же время статистически значимые мезо- и палеоархейские возрасты детритового циркона установлены только для



**Рис. 2.** Гистограммы и диаграммы относительной вероятности возрастов для детритового циркона из метапесчаника кодарской серии удоканского комплекса. Размерные фракции циркона: (а) 75–100 мкм; (б) 100–150 мкм; (в) 150–200 мкм; (г) выборка в целом.

циркона из фракции 75–100 мкм. Также для циркона размерной фракции 100–150 мкм получены максимумы возраста около 2.55 и 2.70 млрд лет, которые отсутствуют в других фракциях и в общей выборке (табл. 1). Это может быть связано с увеличением количества оценок возраста, перекрывающихся между собой в пределах погрешности измерений и “размытию” максимумов возраста. Несмотря на то что для циркона наиболее крупной размерной фракции получено наибольшее количество конкордантных оценок возраста, опираясь на такую выборку, мы можем потерять

информацию об источниках сноса терригенного материала. Таким образом, для достоверного выявления источников сноса осадочных пород необходимо проведение U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона различных размерных фракций и получение статистически значимого количества ( $n > 100$ ; [16]) конкордантных оценок возраста.

Циркон с возрастом около 2.08 млрд лет представлен главным образом прозрачными и полупрозрачными, идиоморфными и субидиоморфными длиннопризматическими кристаллами с

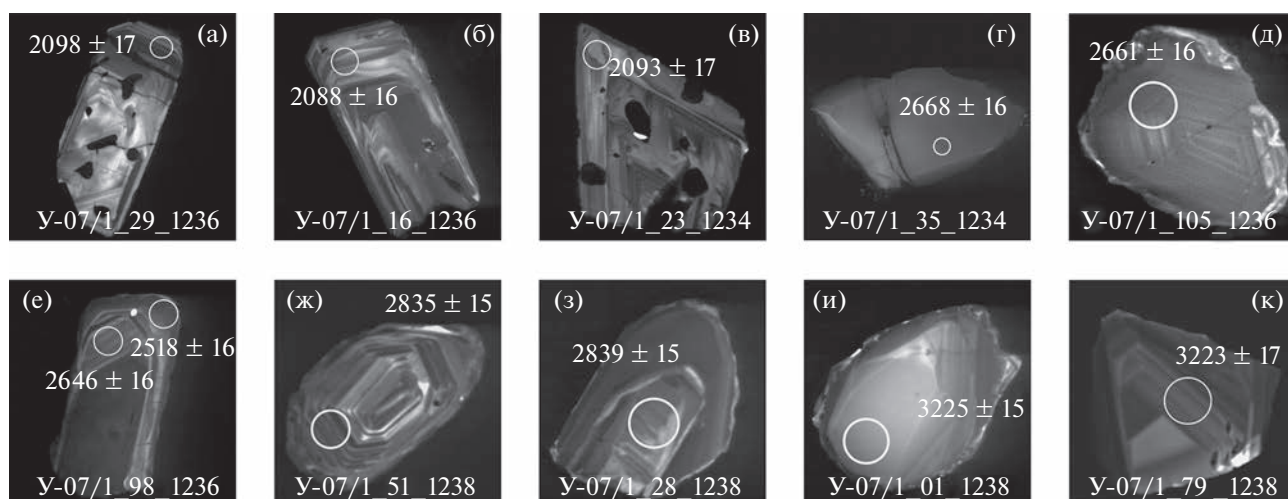


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из метапесчаника кодарской серии удоканского комплекса, выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN в режиме катодолуминесценции.

хорошо выраженной осцилляторной зональностью, характерной для магматического циркона (рис. 3 а–в). В кристаллах циркона обнаружены твердофазные включения, приуроченные к зонам роста, а также первичные расплавные и флюидные включения. Морфологические особенности циркона этой возрастной группы свидетельствуют о его магматическом происхождении, а хорошая сохранность огранки – о проксимальных источниках сноса.

Циркон с возрастом около 2.65 млрд лет представлен красно-коричневыми трещиноватыми зёрнами средней степени окатанности, с корродированной поверхностью, что предполагает удаленные источники сноса (рис. 3 г–е). Они часто содержат декрепитированные расплавные, а также первичные и вторичные флюидные включения. Встречаются зёрна как с магматической зональностью (рис. 3 д), так и без ее признаков (рис. 3 г). В ряде случаев наблюдается обрастание зёрен зонального циркона тонкой незональной оболочкой, возраст которой составляет около 2.52 млрд лет (рис. 3 е). Морфологические особенности циркона этой возрастной группы свидетельствуют о том, что в ней присутствуют как магматический, так и метаморфический циркон.

Циркон мезо- и палеоархейского возраста (около 2.83 и 3.23 млрд лет) установлен только в размерной фракции 75–100 мкм и представлен разнообразными по морфологии зёрнами (рис. 3 ж–к). Среди них встречаются как зёрна с тонкой осцилляторной зональностью, так и зёрна с зональным ядром и незональной оболочкой. Зёрна циркона округлые, со сглаженными гранями и вершинами, однако встречаются отдельные слабо окатанные обломки, что свидетельствует как о

проксимальных, так и дистальных, в том числе рециклированных, источниках сноса.

Как было отмечено выше, возраст щелочных гранитов катугинского комплекса составляет  $2055 \pm 7$ – $2066 \pm 6$  млн лет [8, 9]. Таким образом, полученные U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические данные свидетельствуют о том, что возраст протолитов вмещающих эти граниты биотитовых микрогнейсов (полимиктовых метапесчаников) находится интервале 2.08–2.05 млрд лет. Оценка нижней возрастной границы накопления кодарской серии 2.08 млрд лет близка, но все-таки моложе, возраста  $2105 \pm 6$  млн лет биотитовых плагиигранитов, которые прорывают осадочные породы этой серии и совместно с ними подвергаются структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации [6].

Следует отметить, что изученный район расположен в зоне сочленения Чаро-Олёкминского геоблока Алданского щита и Каларского блока Станового структурного шва (рис. 1). По данным [3], здесь в зоне субширотных нарушений присутствуют тектонические пластины динамометаморфических образований усукваунского комплекса, в составе которого выделяются три подкомплекса – плагиигнейсовый, амфиболитовый и кварцито-сланцевый. Породы последнего обычно сопоставляются с низами разреза удоканского комплекса. Не исключено, что мы имеем дело с тектоническим совмещением пород различного возраста, относящимся как к кодарской серии удоканского комплекса, так и к метаморфическим комплексам Станового структурного шва.

Полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что источниками сноса терригенных пород кодарской серии являлись магма-

тические и метаморфические породы нео-, мезо- и палеоархейского возраста Чаро-Олёкминского геоблока Алданского щита и Станового структурного шва [17]. Морфологические особенности циркона архейского возраста свидетельствуют как о проксимальных, так и дистальных, в том числе рециклированных, источниках сноса. Существенный вклад неуставленных на современном эрозионном срезе палеопротерозойских магматических комплексов с возрастом около 2.08 млрд лет отражается в Sm–Nd-изотопных характеристиках пород кодарской серии:  $\epsilon_{Nd}(2.08)$  от  $-0.4$  до  $+2.4$ ,  $t_{Nd}(DM) = 2.3-2.5$  млрд лет [4]. Это позволяет предполагать существование палеопротерозойских островных дуг или активных континентальных окраин в южном обрамлении (в современных координатах) архейского Чаро-Олёкминского геоблока Алданского щита.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 21-17-00164; геохронологические исследования) и НИР ИГД РАН FMUW-2022-0003.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
2. Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука. 1972. 130 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 — Бодайбо и объяснительная записка // Г.Л. Митрофанов (ред). СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с. + 7 вкл.
4. Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223–227.
5. Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плотнокина Ю.В. Возраст и источники метapelитов чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U–Th–Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // ДАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 1138–1141.
6. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеев А.М., Плотнокина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // ДАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 412–416.
7. Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. Феномен аномально быстрого накопления отложений удоканской серии и формирования уникального Удоканского медного месторождения (Алданский щит, Сибирский кратон) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 664–671.
8. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Ta–Nb-месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометаллической эпохи // Доклады Академии наук. 2002. Т. 383. № 6. С. 807–811.
9. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометаллического месторождения (Алданский щит) // ДАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 187–191.
10. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
11. Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // Geostandards and Geoanalytical Research. 2016. V. 40. P. 311–332.
12. Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences – appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS // In: Sylvester P.J. (Ed.), Short Course Mineralogical Assoc. Canada, St. John's. 2001. V. 29. P. 239–243.
13. Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$  // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.
14. Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.
15. Gehrels G.E. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities. // In: Busby C., Azor A. (Eds.), Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Wiley-Blackwell. Chichester, UK. 2012. P. 47–62.
16. Vermeesch P. How many grains are needed for a provenance study? // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 441–451.
17. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. докт. дисс. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.

## **TERRIGENOUS ROCKS OF THE KODAR GROUP IN THE UDOKAN SUBZONE OF THE KODAR-UDOKAN TROUGH, THE ALDAN SHIELD: AGE, SOURCES, AND PROVENANCE AREAS**

**E. V. Adamskaya<sup>a, #</sup>, V. P. Kovach<sup>a</sup>, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov<sup>a</sup>, E. V. Tolmacheva<sup>a</sup>, Yu. V. Plotkina<sup>a</sup>, T. M. Skovitina<sup>b</sup>, A. M. Fedossenko<sup>a</sup>, and V. A. Gorovoi<sup>b</sup>**

<sup>a</sup> *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russian Federation*

<sup>b</sup> *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: adamskaya83@gmail.com*

The article presents the results of U–Th–Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircon from metasediments of the Kodar Group of the Udokan Complex, the Aldan Shield. It has been established that the Kodar Group of the Udokan subzone of the Kodar-Udokan trough have an age of 2.08–2.05 Ga. The sources of the Kodar Group deposits were the Archean (ca. 2.65, 2.83, and 3.23 Ga) igneous and metamorphic complexes of the Chara-Olekma geoblock of the Aldan Shield and the adjacent areas of the Stanovoi suture zone, as well as unidentified on the present erosion level the Paleoproterozoic (ca. 2.08 Ga) island arcs or active continental margin complexes that existed in the southern frame of the Archean Chara-Olekma geoblock. It is assumed that rocks of different ages, belonging both to the Kodar Group of the Udokan Complex and to the metamorphic complexes of the Stanovoi suture zone, can be tectonically juxtaposed in the southern part of the Udokan subzone of the Kodar-Udokan trough.

*Keywords:* terrigenous rocks, detrital zircon, geochronology, Kodar Group, Udokan Complex, Aldan Shield

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551:552:550.4

## ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СЫНЧУГИНСКОГО БЛОКА ЦЗЯМУСИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС)

© 2023 г. Р. О. Овчинников<sup>1,\*</sup>, член-корреспондент РАН А. А. Сорокин<sup>1</sup>, W. L. Xu<sup>2</sup>, В. Б. Хубанов<sup>3</sup>

Поступило 14.11.2022 г.

После доработки 21.12.2022 г.

Принято к публикации 22.12.2022 г.

В статье приведены результаты U–Th–Pb-геохронологических исследований цирконов из метаморфических пород амурской серии Синчугинского блока Цзямусинского континентального массива. Показано, что гранат-биотит-серицитовые сланцы амурской серии имеют первично-осадочное происхождение. Нижняя возрастная граница накопления протолита может быть определена возрастом наиболее молодых цирконов из неопротерозойской группы ~832 млн лет. Верхняя возрастная граница протолита, по всей видимости, соответствует возрасту метаморфических цирконов ~533 млн лет. Таким образом, сланцы амурской серии Синчугинского блока имеют неопротерозойский возраст, а не раннекембрийский, как предполагалось ранее.

**Ключевые слова:** Синчугинский блок, Цзямусинский континентальный массив, метаморфические породы

**DOI:** 10.31857/S2686739722602587, **EDN:** NXXVXH

Установление хронологии проявления магматических событий в истории формирования и эволюции континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского орогенного пояса является необходимым условием для разработки интегрированной модели формирования этого крупнейшего орогенного пояса Евразии. При этом ключевое значение имеет получение данных о возрасте и природе протолита метаморфических образований, относимых в геологической литературе к фундаментам указанных массивов.

Цзямусинский континентальный массив (рис. 1), как один из крупных континентальных массивов восточной части этого пояса, представляет собой хороший полигон для решения указанной задачи. Этот континентальный массив (или террейн по [1, 2] и др.) является составной частью Бурея-Цзямуси-Ханкайского супертеррейна. Упомянутый супертеррейн с востока и се-

вера контактирует, соответственно, с Сихотэ-Алинским и Монголо-Охотским орогенными поясами. На северо-западе и западе супертеррейн граничит с Сингъянским (Xing'an) и с Сонгнен-Жангункайским (Songnen-Zhangguancai) массивами, а его южная граница закрыта Японским морем (рис. 1).

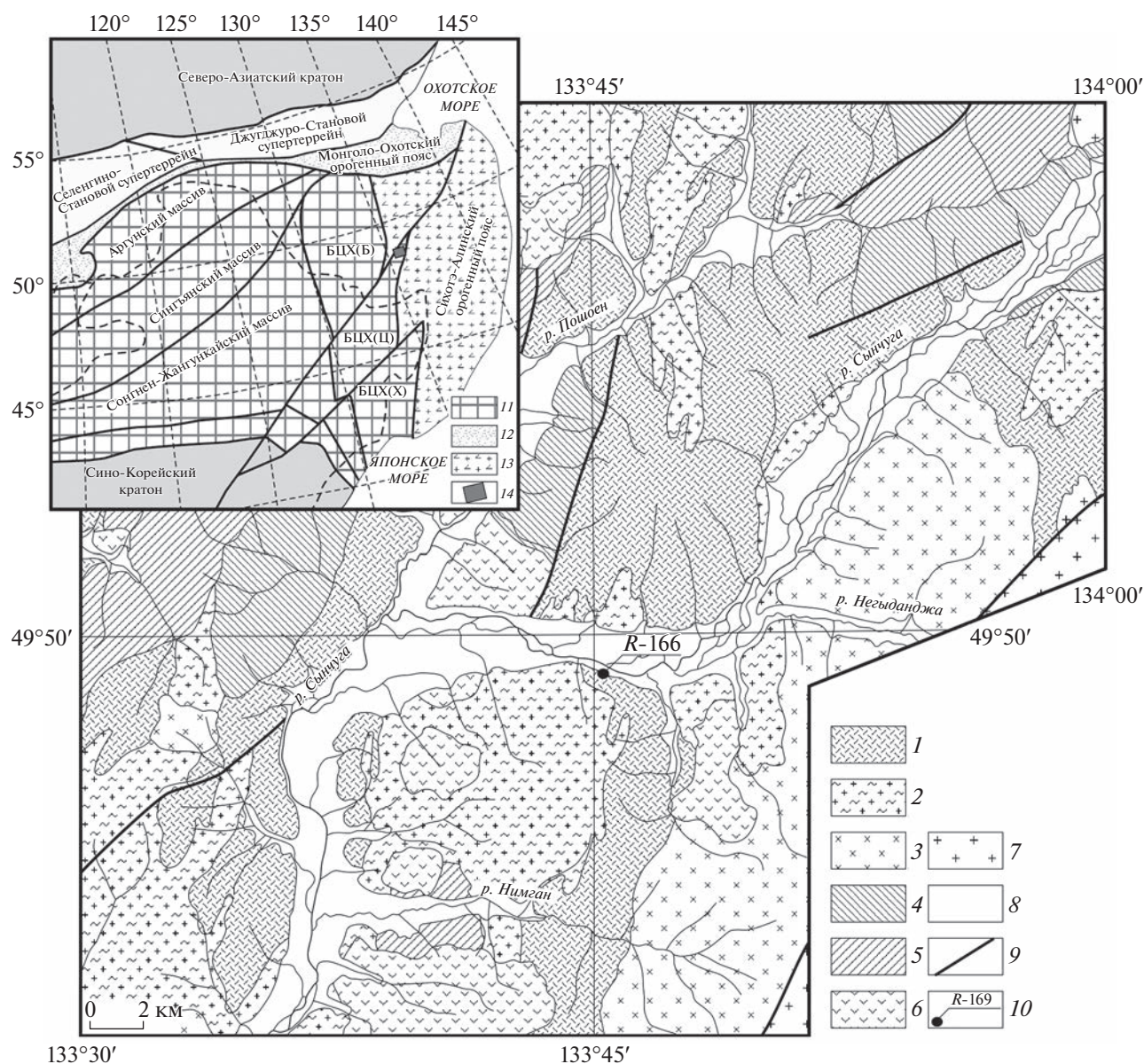
Большая часть Цзямусинского массива расположена на территории Китая (рис. 1). В качестве его фундамента здесь первоначально рассматривались метаморфические образования машаньской и хейлунцзянской серий, которым приписывался архейский [3] и протерозойский [4] возраст соответственно. Однако геохронологические данные, полученные впоследствии, существенно изменили эти представления. В частности, было показано, что протолиты метаосадочных пород машаньской серии имеют мезо-неопротерозойский возраст, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования гранулитовой фации связаны с раннекембрийским метаморфическим событием, произошедшим в интервале 530–500 млн лет [5–7]. Кроме того, среди метаморфических образований машаньской серии были установлены неопротерозойские ортогнейсы с возрастными 898–891 млн лет [8] и 757–751 млн лет [9]. Еще более молодой возраст был установлен для метаосадочных пород Хейлунцзянской серии, в которых были обнаружены детритовые цирконы юрского возраста [10, 11].

<sup>1</sup> Институт геологии и природопользования  
Дальневосточного отделения Российской академии наук,  
Благовещенск, Россия

<sup>2</sup> Колледж Наук о Земле Цзилиньского университета,  
Чанчунь, Китай

<sup>3</sup> Геологический институт им. Н.Л. Добрецова  
Сибирского отделения Российской академии наук,  
Улан-Удэ, Россия

\*E-mail: Ovchinnikov@ignm.ru



**Рис. 1.** Геологическая схема восточной окраины Цзямусинского массива (бассейн р. Сынчуга) (составлена по [15], с упрощениями авторов). 1 – условно палеопротерозойские кристаллические сланцы, кварциты амурской серии; 2 – условно протерозойские гранитоиды; 3 – раннепалеозойские гранитоиды кивилийского комплекса; 4 – девонские осадочные образования пачанской и ниранской свит; 5 – поздне триасовые осадочные образования мерекской свиты; 6 – раннемеловые вулканические образования солонечной свиты; 7 – поздне меловые гранодиориты; 8 – четвертичные осадочные образования; 9 – главные разломы; 10 – места отбора образцов. На врезке показано положение исследуемых объектов в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по [6], с изменениями авторов): 11 – континентальные массивы/террейны: БЦХ – Бурей-Цзямуси-Ханкайский супертеррейн (БЦ(Б) – Бурейский, БЦ(Ц) – Цзямусинский, БЦ(Х) – Ханкайский континентальный массивы/террейны); 12 – Монголо-Охотский орогенный пояс; 13 – Сихотэ-Алиньский орогенный пояс; 14 – район исследования.

Северо-восточная часть Цзямусинского континентального массива на российской территории обычно рассматривается отечественными геологами как Малохинганский террейн ([1, 2] и др.). Здесь к наиболее древним образованиям традиционно относятся метаморфические породы амурской серии [2, 12], рассматривающиеся в ка-

честве аналога пород машаньской серии [2], а также пространственно ассоциируемые с ними интрузивные породы амурского и древнебурейского комплексов, которым также приписывается неоархейский возраст [12]. Эти образования остаются слабоизученными. Известно, что возраст протолитов метаосадочных пород урильской

свиты амурской серии в береговых обнажениях р. Амур составляет 240–210 млн лет [13], а для метагаббро амурского комплекса установлен раннепалеозойский возраст —  $486 \pm 18$  млн лет [14]. Это несоответствие может быть объяснено тем, что в состав машаньской и амурской серий включены разновозрастные породы. Одновременно с этим возникает проблема наличия мезо-неопротерозойских комплексов в строении российской части Цзямусинского континентального массива. Для внесения определенности в эту проблему мы выполнили U–Th–Pb-геохронологические исследования цирконов из метаморфических пород амурской серии Сынчугинского блока российской части Цзямусинского массива.

В строении Сынчугинского блока (рис. 1) принимают участие различные по составу кристаллические сланцы с линзами графитистых известняков и маломощными прослоями кварцитов амурской серии и гранитогнейсы древнебуреинского комплекса [12, 15]. Первоначально все эти образования условно были отнесены к палеопротерозою [15], а позднее — к архею [12]. Кроме того, здесь широко представлены палеозойские и мезозойские гранитоиды.

Объектами наших исследований являлись гранат-биотит-серицитовые сланцы амурской серии, представленные в береговых обнажениях р. Сынчуга (рис. 1). Эти породы характеризуются положительными значениями функции  $Df(X)$  0.1–1.3, высокими значениями отношения  $MgO/CaO$  в пределах 2.3–5.9, что свидетельствует об их первично-осадочном происхождении [16, 17].

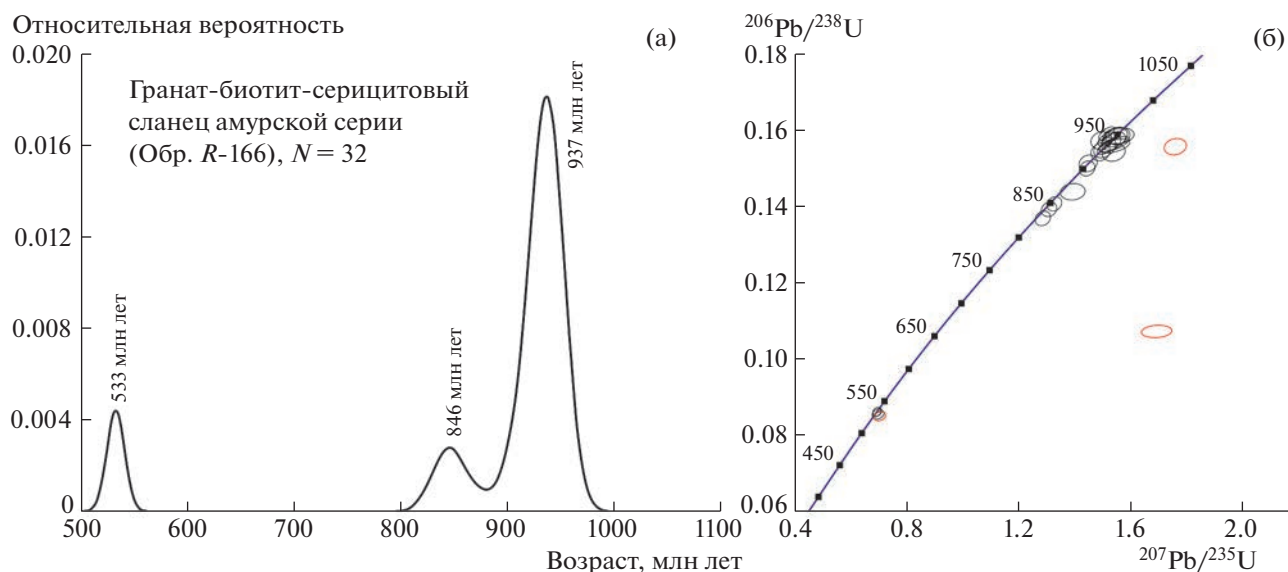
Выделение циркона из сланцев амурской серии (обр. R-166) для U–Th–Pb-геохронологических исследований проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск. Собственно U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования индивидуальных зёрен циркона выполнены в ФГБУН Геологическом институте им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, с использованием системы лазерной абляции UP-213 New Wave Research и ICP-MS-масс-спектрометра Element XR, “Thermo Scientific Fisher”. Диаметр лазерного пучка составлял 30 мкм при плотности потока энергии  $\sim 4.5$  Дж/см<sup>2</sup>. В качестве внешнего стандарта измерялись эталонные цирконы 91500, в качестве контрольного образца — эталоны Plešovice и GJ-1. Относительные погрешности измерения изотопных отношений в контрольных образцах варьировали в пределах: 1.0–3.7% для  $^{207}Pb/^{235}U$  и  $^{207}Pb/^{206}Pb$ , 0.7–1.3% для  $^{206}Pb/^{238}U$ . Значения относительной погрешности средневзвешенных конкордантных возрастов

цирконов Plešovice и GJ-1, определенных LA-ICP-MS-методом, составляли менее 1.5% от их аттестованного значения возраста. Детальное описание аналитических процедур приведено в работе [18]. Конкордантные возрасты рассчитаны по программе Isoplot v. 4.15 [19]. При построении кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов использовались только конкордантные оценки возраста.

U–Th–Pb-геохронологические исследования выполнены для 35 зёрен цирконов из гранат-биотит-серицитового сланца (обр. R-166). Для 32 из них получены конкордантные оценки возраста, находящиеся в интервале 947–531 млн лет (рис. 2 а, б). Наиболее многочисленная группа из 29 зёрен представлена раннепротерозойскими цирконами (947–832 млн лет) со значениями пиков на кривой вероятности распределения возрастов 937 и 846 млн лет (рис. 2 а). Семь цирконов из этой возрастной группы характеризуются высокими значениями Th/U-отношения в интервале 0.38–0.16, что свидетельствует об их магматическом происхождении [20]. Остальным двадцати двум зёрнам свойственны низкие величины Th/U-отношения в интервале 0.04–0.01, что в большей степени присуще цирконам метаморфического происхождения. Три наиболее молодых циркона в этом образце имеют раннекембрийский возраст  $\sim 533$  млн лет (рис. 2 а). При этом для всех цирконов раннепалеозойского кластера характерны исключительно низкие величины Th/U-отношения 0.11–0.04.

На основании полученных данных мы полагаем, что исследованные сланцы амурской серии Сынчугинского блока имеют первично-осадочное происхождение. Нижняя возрастная граница накопления протолита сланцев может быть определена возрастом наиболее молодых цирконов из неопротерозойской группы  $\sim 832$  млн лет. Верхняя возрастная граница сланцев, вполне вероятно, соответствует возрасту метаморфических цирконов  $\sim 533$  млн лет. Таким образом, сланцы амурской серии Сынчугинского блока имеют неопротерозойский, а не раннекембрийский, как предполагалось ранее [12, 15], возраст.

Полученные данные позволяют сравнить исследованные породы амурской серии Сынчугинского блока с другими метаморфическими образованиями Цзямусинского массива. Так, протолиты метаосадочных пород машаньской серии на территории китайской части массива имеют мезо-неопротерозойский возраст, а наложенные на них высокотемпературные метаморфические преобразования проявлены на рубеже  $\sim 500$  млн лет [5–7]. В то же время в сланцах амурской серии Сынчугинского блока отсутствуют цирконы мезопротерозойского возраста, широко представленные в метаосадочных породах машаньской се-



**Рис. 2.** Кривая относительной вероятности возраста (а) и диаграмма с конкордией (б) для цирконов из гранат-биотит-серицитовых сланцев амурской серии (обр. R-166) Сынчугинского блока.

рии [5–7]. На наш взгляд, это не позволяет коррелировать амурскую и машаньскую серии и отражает гетерогенность строения Цзямусинского массива.

Плохая изученность российской части Цзямусинского массива не позволяет в настоящее время детально обсуждать проблему источников кластического материала для метаосадочных пород амурской серии Сынчугинского блока. Тем не менее результаты выполненных исследований дают основания предполагать, что такими источниками, скорее всего, были неопротерозойские магматические и ортомагматические породы.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят сотрудников Аналитического центра минералого-геохимических исследований Института геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, С.Г. Некрасову за подготовку мономинеральных фракций циркона, персонал ЦКП “Геоспектр” Геологического института им. Н.Л. Добрецова (г. Улан-Удэ) за проведение U–Pb-изотопных исследований.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и ГФЕН в рамках научного проекта № 21-55-53002 ГФЕН-а (NSFC-RFBR grant: 42111530021).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Централь-

ной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

2. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
3. Dang Y.S., Li D.R. Discussion on isotope geochronology of Precambrian Jiamusi Block // J. Chang. Univ. Earth Sci. 1993. V. 23. I. 3. P. 312–318.
4. Cao X., Dang Z.X., Zhang X.Z., et al. The Composite Jiamusi Terrane. Changchun: Jilin Publishing House of Science and Technology, 1992. 126 p. (in Chinese with English abstract).
5. Wilde S.A., Zhang X., Wu F. Extension of a newly identified 500 Ma metamorphic terrane in North East China: further U–Pb SHRIMP dating of the Mashan Complex, Heilongjiang Province, China // Tectonophysics. 2000. V. 328. I. 1–2. P. 115–130.
6. Luan J.P., Wang F., Xu W.L., et al. Provenance, age, and tectonic implications of Neoproterozoic strata in the Jiamusi Massif: evidence from U–Pb ages and Hf isotope compositions of detrital and magmatic zircons // Precambrian Res. 2017. V. 297. P. 19–32.
7. Yang Y., Liang C., Zheng C., et al. The metamorphic characteristics of metapelites of the Mashan Group in Mashan area, eastern Heilongjiang Province, China: Constraint on the crustal evolution of the Jiamusi Massif // Gondwana Res. 2022. V. 102. P. 299–331.
8. Yang H., Ge W.C., Zhao G.C., et al. Zircon UPb ages and geochemistry of newly discovered Neoproterozoic orthogneisses in the Mishan region, NE China: constraints on the high-grade metamorphism and tectonic affinity of the Jiamusi-Khanka Block // Lithos. 2017. V. 268–271. P. 16–31.
9. Yang H., Ge W.C., Bi J.H., et al. The Neoproterozoic-early Paleozoic evolution of the Jiamusi Block, NE China and its East Gondwana connection: geochemical and zircon U–Pb–Hf isotopic constraints from the

- Mashan Complex // *Gondwana Res.* 2018. V. 54. P. 102–121.
10. Ge M.H., Zhang J.J., Liu K., et al. Geochemistry and geochronology of the blueschist in the Heilongjiang complex and its implications in the late Paleozoic tectonics of eastern NE China // *Lithos.* 2016. V. 261. P. 232–249.
  11. Zhu C.Y., Zhao G., Sun M., et al. Detrital zircon U–Pb isotopic data for meta-sedimentary rocks from the Heilongjiang Complex, northeastern China and tectonic implications // *Lithos.* 2017. V. 282–283. P. 23–32.
  12. Васькин А.Ф., Дымович В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист М-53 (Хабаровск) / Ред. А.Ф. Васькин. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2009.
  13. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Мезозойский возраст урильской свиты амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты изотопных U–Pb и Lu–Hf исследований детритовых цирконов // *ДАН.* 2013. Т. 453. № 4. С. 416–419.
  14. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Буря\_Цзямусникий супертеррейн ЦентральноАзиатского складчатого пояса) // *ДАН.* 2009. Т. 424. № 5. С. 644–647.
  15. Дарбинян С.С., Беляева Г.В. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Хингано-Буреинская серия. Лист М-53-XX / Ред. М.И. Ициксон. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
  16. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // *ДАН.* 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
  17. Werner C.D. Saxonian granulites – Igneous or lithogenous: A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high grade metamorphic complexes // *Contributions to the geology of the Saxonian granulite massif Sachsisches Granulitgebirge. Mitteilungen.* 1987. V. 133. P. 221–250.
  18. Хубанов В.Б., Буянтеев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ<sub>3</sub>-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с Shrimp данными // *Геология и геофизика.* 2016. Т. 57. №1. С. 241–258.
  19. Ludwig K.R. Isoplot 3.6 // *Berkeley Geochronology Center Special Publication.* 2008. P. 1–77.
  20. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Review Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 27–62.

## THE FIRST DATA ON THE AGE OF METAMORPHIC ROCKS OF THE SYNCHYGA BLOCK OF THE JIAMUSI CONTINENTAL MASSIF (CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT)

**R. O. Ovchinnikov<sup>a, #</sup>, Corresponding Member of the RAS A. A. Sorokin<sup>a</sup>, W. L. Xu<sup>b</sup>, and V. B. Khubanov<sup>c</sup>**

<sup>a</sup> *Institute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russian Federation*

<sup>b</sup> *College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun, China*

<sup>c</sup> *Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: Ovchinnikov@ignm.ru*

The paper presents the results of U–Th–Pb geochronological studies of zircons from metamorphic rocks of the Amur group of the Synchyga Block of the Jiamusi continental massif. It is shown that the garnet-biotite-sericite schists of the Amur group have a primary sedimentary origin. The lower depositional age of the protolith can be determined by the age of the youngest zircons from group with Neoproterozoic ages ~832 Ma. The upper age boundary of protolith, apparently, corresponds to the age of metamorphic zircons ~533 Ma. Thus, the schists of the Amur group of the Synchyga Block are of Neoproterozoic in age rather than Early Precambrian, as was accepted earlier.

**Keywords:** Synchyga Block, Jiamusi continental massif, metamorphic rocks

УДК 550.93:552.5

## U–Pb-ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ МАТРИКСА РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОЛИМИКТОВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКОГО ДОМЕНА КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА

© 2023 г. Г. А. Кучеровский<sup>1</sup>, В. П. Чекулаев<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов<sup>1,\*</sup>,  
Ю. С. Егорова<sup>1</sup>, Н. А. Арестова<sup>1</sup>, Т. С. Зайцева<sup>1</sup>,  
Е. В. Адамская<sup>1</sup>, Ю. В. Плоткина<sup>1</sup>

Поступило 02.11.2022 г.  
После доработки 28.12.2022 г.  
Принято к публикации 28.12.2022 г.

Приведены первые результаты U–Th–Pb LA-ICP-MS-датирования детритового циркона из матрикса неоархейских и палеопротерозойских полимиктовых конгломератов из структур Гимольская и Воттомукс Центрально-Карельского домена Фенноскандинавского щита. Впервые представлены данные о химическом составе терригенных и вулканогенных пород гимольской серии. Новые данные показывают, что в матриксе неоархейских и палеопротерозойских конгломератов преобладает обломочный циркон с возрастом около 2.75 млрд лет. Неоархейские конгломераты района пос. Сукозеро содержат преимущественно гальки гнейсо-тоналитов и плагиопорфиоров, аналогичных по составу неоархейским (2.78–2.73 млрд лет) породам ТТГ-серии, гранодиоритам и метадацитам Центрально-Карельского домена. Они характеризуются повышенными содержаниями Ba (900–1200 г/т), Sr (600–700 г/т) и отношениями  $Sr/Y = 34–90$ ,  $(La/Yb)_n = 17–30$ . Близость химического состава матрикса неоархейских конгломератов к составу галек, а также индекс зрелости  $CIA < 55$  и отрицательные значения  $DF(x)$  от  $-1.0$  до  $-0.4$  предполагают, что матрикс представлен продуктами разрушения тех же пород. Матрикс палеопротерозойских конгломератов оз. Воттомукс содержит значительное количество циркона из неоархейских среднекислых пород фундамента. Однако присутствие обломков сумийских базальтовых андезитов в палеопротерозойских конгломератах и химический состав матрикса свидетельствуют об их постсумийском возрасте ( $< 2.45$  млрд лет). Возраст неоархейских конгломератов гимольской структуры моложе, чем 2.75 млрд лет.

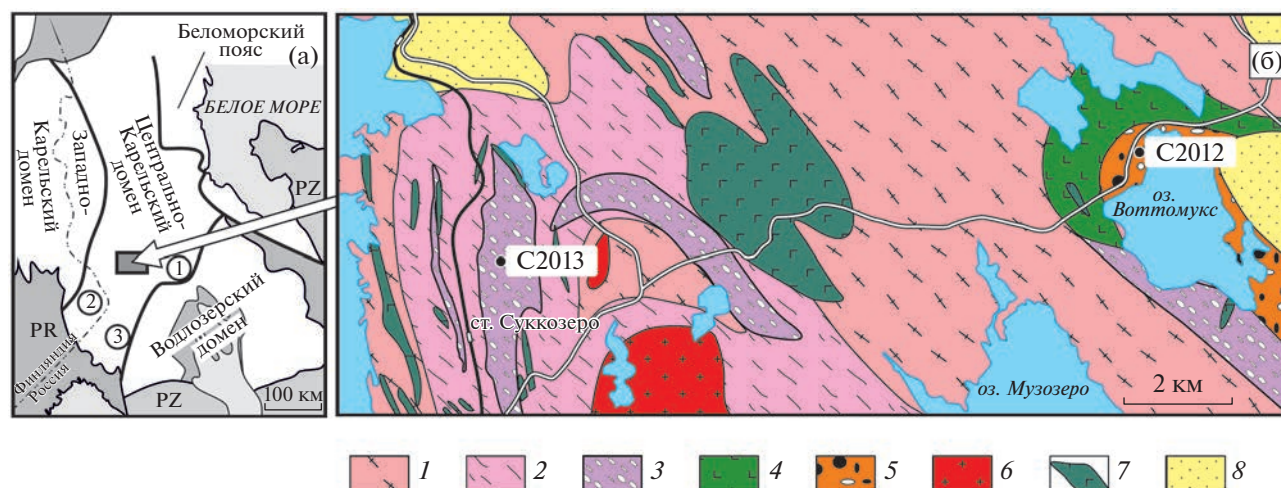
**Ключевые слова:** U–Pb-возраст, детритовые циркон, полимиктовые конгломераты, неоархей, палеопротерозой, Карельская провинция

**DOI:** 10.31857/S2686739722602496, **EDN:** NXKBRY

Полимиктовые конгломераты широко распространены в Карельской провинции Фенноскандинавского щита [1, 2]. Они маркируют важные геодинамические события на рубеже архея и протерозоя и начинают новый этап осадконакопления после длительного перерыва. Полимиктовые конгломераты, занимающие стратиграфическую позицию между архейскими породами фундамента и раннепротерозойскими (сумийскими)

вулканитами, отражают этап заложения прогибов, а состав обломочного материала конгломератов характеризует породы, выходящие на поверхность в то время. Появление конгломератов было вызвано разрушением горных поднятий и последующим заполнением крупных впадин, возникших на архейской коре. Вероятно, заложение этих впадин, было связано с внутримитическим рифтогенезом, охватившим различные провинции Фенноскандинавского щита и сформировавшим поля сумийских континентальных базальтов 2505–2430 млн лет назад [3, 4]. Изучение вещественного состава терригенных пород и возраста находящихся в них зёрен обломочного циркона являются главным источником информации при

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия  
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия  
\*E-mail: antonbor9@mail.ru



**Рис. 1.** Схематическое строение Карельской провинции Фенноскандинавского щита (а) и геологическая карта участка п. Суккозеро — оз. Воттомукс (б) (составлена на основе геолкарты 1:200000 и данных К.И. Хейсканена с дополнениями авторов). Цифры в кружках — район отбора проб: 1 — Сегозеро, 2 — Иломанси, 3 — Суоярви. 1 — архейские гранитоиды; 2 — метасадки гимольской серии; 3 — архейские конгломераты; 4 — протерозойские метавулканы бергаульской свиты Сумийского надгоризонта; 5 — палеопротерозойские конгломераты; 6–7 — нерасчлененные интрузивные породы: 6 — кислые, 7 — основные; 8 — метасадки ятулийской свиты Ятулийского надгоризонта.

реконструкции истории раннедокембрийской континентальной коры. До настоящего времени в пределах российской части Карельской провинции объектами изучения были обломочные цирконы из кварцитов и матрикса ятулийских кварцевых конгломератов [5], из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса [6], и из сумийского кварцита Кумсинской структуры в Центральной Карелии [7].

Настоящая работа является первой попыткой оценки состава и возраста источников сноса полимиктовых конгломератов в двух районах Центрально-Карельского домена Карельской провинции: около озер Суккозеро и Воттомукс (рис. 1), характеризующих неоархейский и палеопротерозойский этапы эволюции раннедокембрийской коры Фенноскандинавского щита.

Центрально-Карельский домен вместе с Западно-Карельским и Водлозерским доменами формирует архейскую Карельскую провинцию [8] в пределах юго-западной части Фенноскандинавского щита (рис. 1 а). Карельская провинция состоит из гнейсо-гранитовых областей с породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации и разделяющих их зеленокаменных поясов, сложенных преимущественно супракрустальными породами. Центрально-Карельский домен является наиболее молодым фрагментом неоархейской коры на щите, будучи сложенным гранитоидами, возраст которых не превышает 2.78 млрд лет [9]. В составе супракрустальных пород зеленокаменных поясов этого домена преобладают метавулканы среднего и кислого состава

и терригенные осадочные породы, а коматиты и базальты имеют подчиненное значение. В центральной части домена расположена узкая гимольская структура, вытянутая в субмеридиональном направлении. Разрез гимольской палеовпадины начинают полимиктовые конгломераты, сланцы и основные вулканы, а выше залегают метаграувакки и металавролиты. Наиболее полно терригенные породы этой палеовпадины представлены около поселка Суккозеро и озера Воттомукс (рис. 1 б).

Полимиктовые конгломераты у поселка Суккозеро слагают нижнюю часть разреза супракрустальных пород гимольской серии — стратотипа неоархея Фенноскандинавского щита [1]. Неоархейские конгломераты сильно деформированы (рис. 2 а), гальки имеют линзовидную форму, хотя в них часто сохраняется более ранняя сланцеватость, расположенная косо по отношению к деформации конгломератов. Размер кластов вкрест сланцеватости варьирует от  $0.5 \times 3$  до  $15 \times 50$  см с преобладающим размером в пределах 5–10 см. Обломочный материал обычно составляет от 30 до 60–70%, но иногда его количество достигает почти 90%. Матрикс представлен кварц-биотит-амфибол-плаггиоклазовым сланцем с вкрапленниками плаггиоклаза. Сходные по составу породы присутствуют в виде прослоев в конгломератах. В конгломератах района Суккозеро преобладают гальки крупнозернистых гнейсо-тоналитов (обр. C2013с) и мезократовых плаггиопорфиров (обр. C2013б).

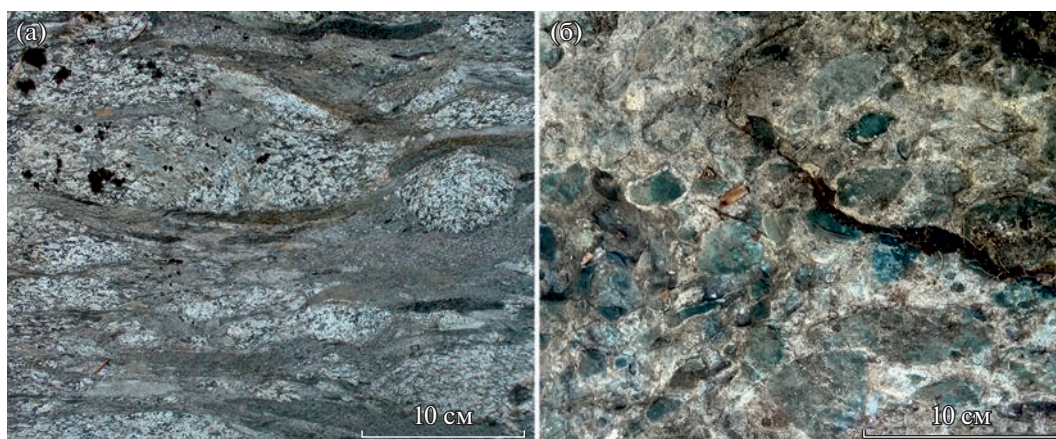


Рис. 2. Фото архейских конгломератов около пос. Суккозеро (а) и палеопротерозойских конгломератов оз. Воттомукс (б).

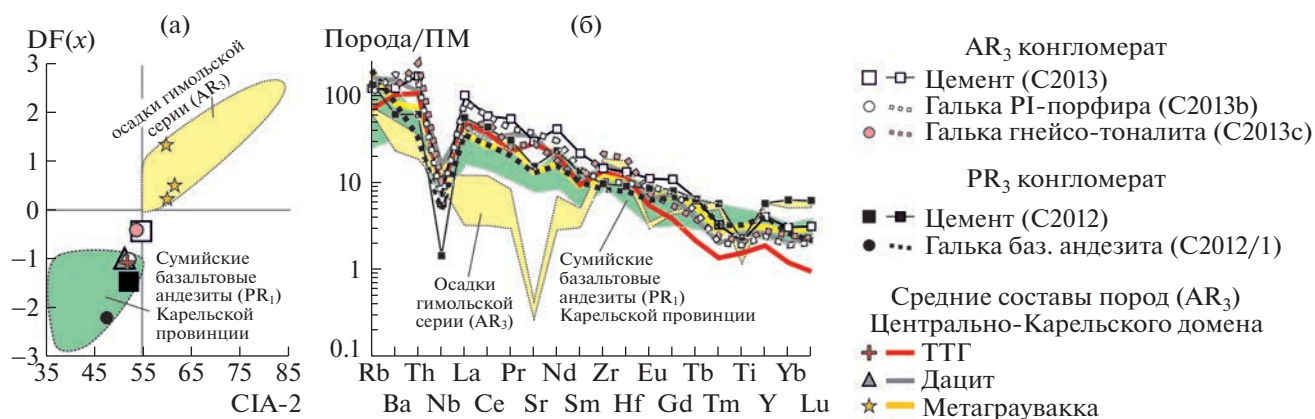


Рис. 3. Сравнение химического состава галек и матрикса архейских конгломератов пос. Суккозеро и протерозойских конгломератов оз. Воттомукс с потенциальными источниками сноса Центрально-Карельского домена: неоархейскими метадацитами и гранитоидами [9] и сумейскими базальтовыми андезитами оз. Воттомукс (данные авторов), а также с неоархейскими метаосадочными породами: метаграувакками зеленокаменных поясов [12] и метатерригенными породами гимельской серии (данные этой статьи).

В 10 км к востоку от поселка Суккозеро, в районе озера Воттомукс архейские породы перекрыты базальтовыми андезитами (рис. 1) и полимитовыми конгломератами палеопротерозоя, сложающими толщу с видимой мощностью около 190 м, в которой наряду с преобладающими валунно-галечными конгломератами присутствуют конгломерато-брекчии и галечно-гравийные конгломераты [2]. Конгломераты оз. Воттомукс (рис. 2 б, C2012 на рис. 1 б) менее деформированы и имеют более разнообразный состав кластов. Среди них преобладают округлые, часто угловатые, но со сглаженными углами гальки плотных мелкозернистых темно-серых метавулканитов (обр. 122 г), часто с миндалекаменной или вариолитовой текстурой, которая характерна для сумейских базальтовых андезитов. Среди кластов присутствуют

гальки пород габброидного облика, редко ультраосновного состава, гнейсо-гранитов, метавулканитов средне-кислого состава, лейкогранита и кварца. Преобладающий размер галек 3–5 см, однако их размер варьирует от 0.5 см и реже до 15–20 см. Гальки составляют более 70% объема породы. Матрикс — грубозернистый метапесчаник, преимущественно кварц-биотитовый, с амфиболом, турмалином и гранатом.

Анализ химического состава показал (табл. 1), что в обоих конгломератах преобладает гетерогенный магматический материал, что подтверждается отрицательными значениями функции  $DF(x)$  (рис. 3 а). Функция  $DF(x)$  вычисляется из петрохимических данных по формуле:  $DF(x) = 26.64 - 0.24SiO_2 - 0.16TiO_2 - 0.25Al_2O_3 - 0.28FeO^* - 0.30MgO - 0.48CaO - 0.79Na_2O -$

**Таблица 1.** Химический состав галек и матрикса архейских и протерозойских конгломератов и предполагаемых источников сноса в Централно-Карельском домене

| Район                          | Суккозеро       |                   |                  | Централно-Карельский домен |                      |                | Воттомукс       |                     |                  |
|--------------------------------|-----------------|-------------------|------------------|----------------------------|----------------------|----------------|-----------------|---------------------|------------------|
|                                | AR-конгломераты |                   |                  | AR <sub>3</sub>            |                      |                | PR-конгломераты |                     |                  |
| Возраст                        |                 |                   |                  | Вулк. толща                | Интрузивный комплекс | Мета-осадки    | Матрикс         | Галька              | PR <sub>1</sub>  |
| Порода                         | Гальки          |                   | Матрикс          | Дациг                      | ТТГ                  | Мета-граувакка | Мета-песчаник   | Базальтовый андезит |                  |
|                                | Pl-порфир       | Pl-гнейсо-тоналит | Qtz-Bt-Pl-сланец |                            |                      |                |                 |                     |                  |
| № пробы                        | C2013b          | C2013c            | C2013            | среднее                    | среднее              | среднее        | C2012           | C2012/1             | среднее/вариации |
| SiO <sub>2</sub>               | 65.19           | 64.29             | 65.96            | 65.29                      | 68.67                | 63.22          | 60.16           | 51.14               | 48.3–56.4        |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.47            | 0.47              | 0.42             | 0.54                       | 0.34                 | 0.69           | 0.48            | 0.73                | 0.66–1.93        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14.92           | 15.91             | 17.33            | 16.41                      | 16.51                | 16.03          | 17.74           | 17.68               | 11.8–16.3        |
| FeO <sub>tot</sub>             | 6.98            | 6.05              | 3.57             | 4.06                       | 2.70                 | 6.60           | 7.16            | 10.97               | 8.5–11.2         |
| MnO                            | 0.12            | 0.11              | 0.07             | 0.08                       | 0.05                 | 0.09           | 0.34            | 0.18                | 0.18             |
| MgO                            | 2.19            | 2.06              | 1.10             | 1.71                       | 0.79                 | 3.16           | 2.08            | 3.74                | 4.5–8.4          |
| CaO                            | 2.74            | 2.65              | 3.18             | 3.16                       | 3.20                 | 2.03           | 3.07            | 3.38                | 5.30             |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.33            | 4.58              | 3.64             | 4.22                       | 4.80                 | 2.75           | 5.32            | 5.90                | 4.12             |
| K <sub>2</sub> O               | 2.23            | 2.07              | 2.41             | 2.72                       | 1.56                 | 2.34           | 1.84            | 3.36                | 0.3–2.7          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.20            | 0.22              | 0.11             | 0.19                       | 0.14                 | 0.13           | 0.10            | 0.13                | 0.10             |
| ppp                            | 0.73            | 0.68              | 1.40             | 1.02                       | 0.77                 | —              | 0.83            | 1.45                | 0.79             |
| mg#                            | 0.36            | 0.38              | 0.35             | 0.42                       | 0.35                 | 0.45           | 0.34            | 0.38                | 0.44–0.64        |
| Rb                             | 76              | 74                | 68               | 100                        | 44                   | 113            | 87              | 122                 | 59               |
| Sr                             | 595             | 621               | 774              | 731                        | 590                  | 278            | 321             | 275                 | 80–330           |
| Ba                             | 849             | 842               | 1210             | 1043                       | 705                  | 560            | 421             | 580                 | 270–880          |
| Y                              | 12.6            | 18.2              | 10.9             | 11.9                       | 8.5                  | 13.8           | 26.1            | 18.5                | 7–25             |
| Zr                             | 237             | 162               | 115              | 182                        | 151                  | 123            | 108             | 95                  | 94               |
| Hf                             | 5.8             | 4.1               | 3.1              | 3.9                        | —                    | 3.6            | 2.8             | 2.5                 | 2.5              |
| Nb                             | 7.0             | 5.1               | 4.4              | 11                         | 6.2                  | 10             | 1.0             | 3.5                 | 4–10             |
| Th                             | 19.9            | 14.1              | 12.1             | 9.38                       | 8.90                 | 6.00           | 5.11            | 2.87                | 2.65             |
| Cr                             | 117             | 78                | 113              | 62                         | 73                   | 227            | 131             | 148                 | 100–524          |
| V                              | 92              | 101               | 95               | 80                         | 58                   | 133            | 79              | 170                 | 176              |
| La                             | 28.0            | 65.3              | 57.0             | 30.0                       | 33.3                 | 25.0           | 38.0            | 24.5                | 10–27            |
| Ce                             | 86.5            | 102               | 103              | 56.0                       | 65.7                 | 45.8           | 72.3            | 48.9                | 23–62            |

Таблица 1. Окончание

| Район                | Суккозеро                          |                   |                  |       | Центрально-Карельский домен |                      |                |               | Воттомукс           |                  |                 |
|----------------------|------------------------------------|-------------------|------------------|-------|-----------------------------|----------------------|----------------|---------------|---------------------|------------------|-----------------|
| Возраст              | AR-конгломераты                    |                   |                  |       | AR <sub>3</sub>             |                      |                |               | PR-конгломераты     |                  | PR <sub>1</sub> |
|                      | Гальки                             |                   | Матрикс          |       | Вулк. толща                 | Интрузивный комплекс | Мета-осадки    | Матрикс       | Галька              | Вулк. толща      |                 |
| Порода               | Pl-порфир                          | Pl-гнейсо-тоналит | Qtz-Bt-Pl-сланец |       | Дациг                       | ТТГ                  | Мета-граувакка | Мета-песчаник | Базальтовый андезит |                  |                 |
|                      | C2013b                             | C2013c            | C2013            |       | среднее                     | среднее              | среднее        | C2012         | C2012/1             | среднее/вариации |                 |
| № пробы              | Pr                                 | 6.98              | 14.8             | 11.4  | 9.7                         | 6.25                 | 7.61           | 8.39          | 5.60                | 3.50             |                 |
|                      | Nd                                 | 24.2              | 55.3             | 40.7  | 23.8                        | 27.8                 | 21.8           | 31.1          | 21.2                | 11–27            |                 |
|                      | Sm                                 | 4.62              | 9.54             | 6.22  | 4.23                        | 4.14                 | 4.11           | 5.71          | 4.45                | 4.23             |                 |
|                      | Eu                                 | 1.25              | 1.85             | 1.50  | 1.10                        | 0.87                 | 1.23           | 1.44          | 1.07                | 1.32             |                 |
|                      | Gd                                 | 3.23              | 6.38             | 4.53  | 4.28                        | 2.24                 | 4.13           | 4.92          | 4.06                | 3.83             |                 |
|                      | Tb                                 | 0.41              | 0.71             | 0.50  | 0.40                        | 0.38                 | 0.59           | 0.69          | 0.71                | 0.54             |                 |
|                      | Dy                                 | 2.2               | 3.28             | 2.16  | 2.21                        | 0.86                 | 3.34           | 4.24          | 3.54                | 2.96             |                 |
|                      | Ho                                 | 0.42              | 0.62             | 0.44  | 0.37                        | 0.15                 | 0.68           | 0.96          | 0.70                | 0.43             |                 |
|                      | Er                                 | 1.17              | 1.66             | 1.08  | 1.02                        | 0.43                 | 1.33           | 2.92          | 1.69                | 1.23             |                 |
|                      | Tm                                 | 0.18              | 0.24             | 0.15  | 0.15                        | 0.10                 | 0.19           | 0.42          | 0.24                | 0.20             |                 |
|                      | Yb                                 | 1.21              | 1.5              | 0.93  | 0.98                        | 0.37                 | 1.34           | 3.09          | 1.29                | 1.42             |                 |
|                      | Lu                                 | 0.17              | 0.23             | 0.15  | 0.16                        | 0.07                 | 0.22           | 0.45          | 0.16                | 0.22             |                 |
|                      | K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O | 0.67              | 0.45             | 0.66  | 0.64                        | 0.33                 | 0.85           | 0.35          | 0.57                | 0.08–0.56        |                 |
|                      | Sr/Y                               | 47.2              | 34.1             | 71.0  | 89.3                        | 81.7                 | 20.1           | 12.3          | 14.9                | 15.8             |                 |
|                      | (La/Yb) <sub>n</sub>               | 16.6              | 31.2             | 44.0  | 28.2                        | 40.5                 | 14.0           | 8.8           | 13.6                | 9.6              |                 |
|                      | (Gd/Yb) <sub>n</sub>               | 3.5               | 2.2              | 4.0   | 3.6                         | 3.14                 | 2.5            | 1.3           | 2.6                 | 2.2              |                 |
| (Tb/Yb) <sub>n</sub> | 2.2                                | 1.5               | 2.4              | 1.9   | 1.78                        | 1.4                  | 1.0            | 2.5           | 1.7                 |                  |                 |
| Sm/Nd                | 0.17                               | 0.19              | 0.15             | 0.18  | 0.15                        | 0.19                 | 0.18           | 0.21          | 0.20                |                  |                 |
| (La/Sm) <sub>n</sub> | 4.4                                | 3.9               | 5.9              | 4.6   | 5.20                        | 3.7                  | 4.3            | 3.6           | 3.3                 |                  |                 |
| Eu/Eu*               | 0.68                               | 0.94              | 0.82             | 0.78  | 0.79                        | 0.91                 | 0.81           | 0.72          | 0.73                |                  |                 |
| CIA-2                | 52.17                              | 53.69             | 54.66            | 51.2  | 51.74                       | 60.4                 | 52.08          | 47.56         | 43.0                |                  |                 |
| DF(x)                | –1.02                              | –0.41             | –0.44            | –0.99 | –1.08                       | 0.69                 | –1.47          | –2.21         | –1.82               |                  |                 |
| ссылка               | 1                                  | 1                 | 1                | 2     | 3                           | 4                    | 1              | 1             | 1                   |                  |                 |

Примечание. Содержания главных элементов определены РФА методом на приборе VRA-30 (ВСЕГЕИ). Содержание редких элементов измерено методом ИСП-МС на приборе ELAN-DRC-6100 (ВСЕГЕИ). 1 – оригинальные данные, эта статья; 2 – [9]; 3 – [13]; 4 – [12]. Координаты точек отбора проб (WGS84) – C2013: 63.184995 с.ш., 32.331407 в.д.; C2012: 63.209294 с.ш., 32.574569 в.д.

–  $0.46\text{K}_2\text{O} - 0.10\text{P}_2\text{O}_5$ , где  $\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ , содержания главных элементов (мас. %) даны без пересчета на безводную основу [10]. Эта функция с высокой долей вероятности позволяет различать принадлежность пород к осадочному или магматическому протолиту в метаморфических комплексах. Низкие (менее 55) значения индекса зрелости CIA ( $\text{CIA} = 100\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , [11]), указывают на отсутствие существенного выветривания большинства изученных пород.

При определенном сходстве в содержании главных элементов матрикс неоархейского конгломерата (Пр. С2013) существенно отличается более высокими содержаниями Sr, Ba, LREE и отношениями Sr/Y, Zr/Y, (La/Yb)<sub>n</sub> (рис. 3 б). Такими же геохимическими особенностями обладают гальки гнейсо-тоналита (обр. С2013с) и плагиопорфира (обр. С2013б), доминирующие в составе архейских конгломератов. По химическому составу они соответствуют неоархейским (2.78–2.73 млрд лет) ТТГ-породам и среднекислым вулканитам (плагиопорфирам и метадацитам) Центрально-Карельского домена (ЦКД), фрагмента наиболее молодой архейской коры Карельской провинции [8] (табл. 1, рис. 3). ТТГ-породы представляют собой наиболее вероятный источник терригенного материала для неоархейских конгломератов около пос. Суккозеро (рис. 1). Близкий возраст (2.72–2.75 млрд лет) имеют и массивы санукитоидов Карельской провинции, вклад которых мог обеспечить повышенные концентрации Ba, Sr, LREE. Так как состав матрикса неоархейских конгломератов близок к составу галек (табл. 1, рис. 3), вероятно, он является плохо сортированными мелкими обломками тех же пород, превращенных в кварц-биотит-амфибол-плагиоклазовый сланец в результате поздних деформаций и метаморфизма. В палеопротерозойских конгломератах преобладают гальки пород, аналогичных по составу широко развитым в данном районе сумийским базальтовым андезитами, имеющим возраст около 2.45 млрд лет (табл. 1, рис. 3).

Для более точной оценки возраста источников сноса терригенного материала, участвовавшего в формировании неоархейских и палеопротерозойских конгломератов, из их матрикса был отобран циркон, соответственно проба С2013 и проба С2012. U–Th–Pb-изотопное датирование (LA-ICP-MS) циркона проведено в ИГГД РАН на ICP MS ELEMENT XR, оснащенном системой лазерной абляции NWR-213 по методике, описанной в [14]. Для контроля качества изотопного анализа использованы стандартные цирконы Harvard 91500 и Plešovice, для которых были получены конкордантные значения возраста  $1071 \pm 10$  и  $329 \pm 8$  для пробы С2012 и  $1070 \pm 8$  и  $338 \pm 4$  для

пробы С2013. Результаты измерений приведены в табл. 2.

Циркон из пробы С2013 представлен преимущественно идиоморфными слабо удлинёнными зёрнами, часто содержащими ядра. Преобладают зёрна размером 150–200 мкм. Морфология и внутреннее строение зёрен указывают на их магматическое происхождение. Циркон из проб С2012 и С2013 морфологически схож (рис. 4). На CL-изображениях наблюдаются осцилляторная зональность и редкие включения. Размер зёрен варьирует в пределах 100–200 мкм. Результаты геохронологических исследований приведены на диаграммах (рис. 4).

В пробе С2013 исследованы 94 зерна, из которых для 67 были получены конкордантные значения возраста.

Как видно из рис. 4, доминирующая популяция циркона (более 80% изученных зёрен) имеет возраст около 2750 млн лет. На рис. 5 представлено распределение относительной вероятности возрастов для детритового циркона. Для пробы С2013 рассчитан пик возраста 2757 млн лет (44 зёрна), для С2012 – 2750 млн лет (21 зерно). Этот возраст сопоставим с возрастом неоархейских ТТГ-пород и комплементарных им среднекислых вулканитов и плагиопорфиров даек, участвующих в строении Центрально-Карельского домена [9], в том числе блока Иломанси в его юго-западной части (Восточная Финляндия) [15–17] (рис. 1). Полученный возраст циркона из матрикса неоархейского конгломерата близок к среднему возрасту терригенных комплексов зеленокаменного пояса Кухмо-Типасъярви (около 2750 млн лет [16]) Карельской провинции [8]. Близкий возраст получен для гальки конгломерата в Восточной Финляндии [15, 16].

В пробе С2012 изучены 88 зёрен, для 35 из которых были получены конкордантные значения возраста (рис. 4). Более 80% зёрен циркона в этой пробе также имеют возраст около 2750 млн лет. Это свидетельствует о том, что при формировании палеопротерозойских конгломератов неоархейские породы среднекислого состава продолжали быть одним из ключевых источников сноса терригенного материала. Отсутствие в матриксе популяции циркона протерозойского возраста, по-видимому, связано с его отсутствием в сумийских базальтовых андезитах, распространенных в изученном районе.

В архейских и протерозойских конгломератах присутствуют единичные зёрна циркона с возрастными 2.9–3.2 млрд лет, что указывает на незначительный вклад более древнего источника сноса, которым могли быть породы ТТГ-ассоциации мезоархейского фундамента Водлозёрского домена [13]. Однако в этих конгломератах отсутствует значимое количество обломочных зёрен

**Таблица 2.** Результаты U–Th–Pb LA-ICP-MS-геохронологических исследований детритовых цирконов из полимиктовых конгломератов

| Точка<br>анализа | <sup>206</sup> Pbc,<br>% | Th/U | Изотопные отношения                  |        |                                     |        |                                     |        | Rho  | Возраст, млн лет                     |    |                                     |    |                                     |    |      |    |
|------------------|--------------------------|------|--------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|------|--------------------------------------|----|-------------------------------------|----|-------------------------------------|----|------|----|
|                  |                          |      | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb | Is     | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U | Is     | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U | Is     |      | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb | Is | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U | Is | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U | Is | CA   | Is |
| Обр. C2012       |                          |      |                                      |        |                                     |        |                                     |        |      |                                      |    |                                     |    |                                     |    |      |    |
| C212-08          |                          | 0.33 | 0.2169                               | 0.0021 | 17.4170                             | 0.3745 | 0.5825                              | 0.0123 | 0.98 | 2958                                 | 14 | 2958                                | 21 | 2959                                | 50 | 2959 | 14 |
| C212-10          |                          | 0.55 | 0.1884                               | 0.0018 | 13.6702                             | 0.2937 | 0.5263                              | 0.0111 | 0.98 | 2728                                 | 15 | 2727                                | 20 | 2726                                | 47 | 2728 | 14 |
| C212-12          |                          | 0.65 | 0.1854                               | 0.0018 | 13.0408                             | 0.2829 | 0.5101                              | 0.0108 | 0.98 | 2702                                 | 15 | 2683                                | 20 | 2657                                | 46 | 2701 | 14 |
| C212-13          |                          | 0.59 | 0.1930                               | 0.0018 | 14.2834                             | 0.3058 | 0.5367                              | 0.0113 | 0.98 | 2768                                 | 14 | 2769                                | 20 | 2770                                | 47 | 2770 | 14 |
| C212-16          |                          | 0.66 | 0.1940                               | 0.0018 | 14.3814                             | 0.3085 | 0.5376                              | 0.0113 | 0.98 | 2777                                 | 14 | 2775                                | 20 | 2773                                | 47 | 2776 | 14 |
| C212-17          |                          | 0.63 | 0.1964                               | 0.0019 | 14.6985                             | 0.3205 | 0.5428                              | 0.0115 | 0.97 | 2797                                 | 15 | 2796                                | 21 | 2795                                | 48 | 2796 | 17 |
| C212-18          |                          | 0.42 | 0.1979                               | 0.0019 | 14.5989                             | 0.3185 | 0.5352                              | 0.0113 | 0.97 | 2809                                 | 15 | 2789                                | 21 | 2763                                | 48 | 2807 | 17 |
| C212-21          |                          | 0.30 | 0.1909                               | 0.0018 | 13.9961                             | 0.3005 | 0.5319                              | 0.0112 | 0.98 | 2750                                 | 14 | 2749                                | 20 | 2749                                | 47 | 2749 | 14 |
| C212-22          |                          | 0.58 | 0.1917                               | 0.0018 | 14.1163                             | 0.3038 | 0.5340                              | 0.0112 | 0.98 | 2757                                 | 14 | 2758                                | 20 | 2758                                | 47 | 2758 | 14 |
| C212-25          |                          | 0.52 | 0.2090                               | 0.0020 | 16.3196                             | 0.3476 | 0.5665                              | 0.0118 | 0.98 | 2897                                 | 14 | 2896                                | 20 | 2894                                | 49 | 2897 | 14 |
| C212-31          |                          | 0.98 | 0.2067                               | 0.0020 | 16.0426                             | 0.3420 | 0.5629                              | 0.0117 | 0.97 | 2880                                 | 14 | 2879                                | 20 | 2879                                | 48 | 2880 | 17 |
| C212-39          |                          | 0.40 | 0.1908                               | 0.0018 | 13.9814                             | 0.2915 | 0.5316                              | 0.0109 | 0.98 | 2749                                 | 14 | 2748                                | 20 | 2748                                | 46 | 2749 | 13 |
| C212-44          |                          | 0.43 | 0.1861                               | 0.0017 | 13.3876                             | 0.2833 | 0.5217                              | 0.0107 | 0.97 | 2708                                 | 15 | 2707                                | 20 | 2707                                | 45 | 2708 | 17 |
| C212-49          |                          | 0.70 | 0.1912                               | 0.0018 | 14.0392                             | 0.2938 | 0.5326                              | 0.0109 | 0.98 | 2753                                 | 15 | 2752                                | 20 | 2752                                | 46 | 2752 | 14 |
| C212-50          |                          | 0.87 | 0.1913                               | 0.0018 | 14.0509                             | 0.2946 | 0.5329                              | 0.0109 | 0.98 | 2753                                 | 15 | 2753                                | 20 | 2754                                | 46 | 2754 | 14 |
| C212-53          |                          | 0.58 | 0.1920                               | 0.0019 | 14.1227                             | 0.3095 | 0.5336                              | 0.0112 | 0.95 | 2759                                 | 15 | 2758                                | 21 | 2757                                | 47 | 2759 | 22 |
| C212-54          |                          | 1.27 | 0.1924                               | 0.0018 | 14.1788                             | 0.3031 | 0.5344                              | 0.0110 | 0.96 | 2763                                 | 15 | 2762                                | 20 | 2760                                | 46 | 2763 | 19 |
| C212-55          |                          | 0.53 | 0.1923                               | 0.0018 | 14.1550                             | 0.3024 | 0.5339                              | 0.0110 | 0.96 | 2762                                 | 15 | 2760                                | 20 | 2758                                | 46 | 2762 | 19 |
| C212-57          |                          | 0.61 | 0.2269                               | 0.0021 | 18.7544                             | 0.3959 | 0.5995                              | 0.0123 | 0.97 | 3031                                 | 14 | 3029                                | 20 | 3028                                | 49 | 3030 | 16 |
| C212-59          |                          | 1.05 | 0.1911                               | 0.0018 | 14.0092                             | 0.2933 | 0.5317                              | 0.0108 | 0.97 | 2752                                 | 15 | 2750                                | 20 | 2748                                | 46 | 2752 | 16 |
| C212-62          |                          | 0.57 | 0.1890                               | 0.0017 | 13.7556                             | 0.2849 | 0.5279                              | 0.0107 | 0.98 | 2734                                 | 15 | 2733                                | 20 | 2732                                | 45 | 2733 | 13 |
| C212-65          |                          | 0.56 | 0.1878                               | 0.0017 | 13.6031                             | 0.2824 | 0.5254                              | 0.0106 | 0.97 | 2723                                 | 15 | 2722                                | 20 | 2722                                | 45 | 2723 | 16 |
| C212-66          |                          | 0.47 | 0.1948                               | 0.0018 | 14.5127                             | 0.3046 | 0.5405                              | 0.0110 | 0.97 | 2783                                 | 15 | 2784                                | 20 | 2785                                | 46 | 2786 | 16 |
| C212-68          |                          | 0.83 | 0.1900                               | 0.0017 | 13.8821                             | 0.2876 | 0.5300                              | 0.0108 | 0.98 | 2742                                 | 15 | 2742                                | 20 | 2741                                | 45 | 2742 | 13 |
| C212-69          |                          | 0.45 | 0.1888                               | 0.0018 | 13.7272                             | 0.2875 | 0.5275                              | 0.0108 | 0.98 | 2731                                 | 15 | 2731                                | 20 | 2731                                | 45 | 2731 | 14 |
| C212-70          |                          | 0.74 | 0.1940                               | 0.0018 | 14.3870                             | 0.2984 | 0.5378                              | 0.0110 | 0.98 | 2777                                 | 15 | 2776                                | 20 | 2774                                | 46 | 2776 | 13 |
| C212-71          |                          | 0.69 | 0.2308                               | 0.0021 | 19.3423                             | 0.4012 | 0.6078                              | 0.0124 | 0.98 | 3058                                 | 14 | 3059                                | 20 | 3061                                | 50 | 3061 | 13 |
| C212-75          |                          | 0.56 | 0.1872                               | 0.0017 | 13.5095                             | 0.2829 | 0.5236                              | 0.0108 | 0.98 | 2717                                 | 15 | 2716                                | 20 | 2714                                | 46 | 2717 | 14 |
| C212-77          |                          | 0.63 | 0.1900                               | 0.0018 | 13.8905                             | 0.2929 | 0.5302                              | 0.0108 | 0.97 | 2742                                 | 15 | 2742                                | 20 | 2742                                | 46 | 2742 | 17 |
| C212-79          |                          | 0.60 | 0.1904                               | 0.0018 | 13.9028                             | 0.2931 | 0.5297                              | 0.0109 | 0.97 | 2745                                 | 15 | 2743                                | 20 | 2740                                | 46 | 2745 | 16 |
| C212-81          |                          | 0.25 | 0.0759                               | 0.0007 | 1.9253                              | 0.0403 | 0.1839                              | 0.0038 | 0.98 | 1093                                 | 18 | 1090                                | 14 | 1088                                | 20 | 1093 | 15 |
| C212-83          |                          | 0.55 | 0.1948                               | 0.0018 | 14.4965                             | 0.3022 | 0.5397                              | 0.0111 | 0.98 | 2783                                 | 15 | 2783                                | 20 | 2782                                | 46 | 2783 | 13 |
| C212-84          |                          | 0.63 | 0.1738                               | 0.0016 | 11.8834                             | 0.2469 | 0.4959                              | 0.0102 | 0.99 | 2594                                 | 15 | 2595                                | 19 | 2596                                | 44 | 2596 | 10 |
| C212-85          |                          | 0.50 | 0.1907                               | 0.0018 | 13.9748                             | 0.2906 | 0.5316                              | 0.0109 | 0.99 | 2748                                 | 15 | 2748                                | 20 | 2748                                | 46 | 2748 | 10 |
| C212-86          |                          | 0.56 | 0.1909                               | 0.0018 | 14.0246                             | 0.2904 | 0.5328                              | 0.0109 | 0.99 | 2750                                 | 15 | 2751                                | 20 | 2753                                | 46 | 2753 | 10 |
| C212-87          |                          | 0.33 | 0.1865                               | 0.0017 | 13.4590                             | 0.2794 | 0.5235                              | 0.0108 | 0.99 | 2711                                 | 15 | 2712                                | 20 | 2714                                | 46 | 2714 | 10 |
| Обр. C2012       |                          |      |                                      |        |                                     |        |                                     |        |      |                                      |    |                                     |    |                                     |    |      |    |
| C213-01          |                          | 0.25 | 0.1933                               | 0.0017 | 14.3511                             | 0.2883 | 0.5384                              | 0.0106 | 0.98 | 2771                                 | 14 | 2773                                | 19 | 2777                                | 45 | 2777 | 13 |
| C213-03          |                          | 0.40 | 0.1908                               | 0.0017 | 14.0090                             | 0.2812 | 0.5326                              | 0.0105 | 0.98 | 2749                                 | 14 | 2750                                | 19 | 2752                                | 44 | 2752 | 13 |

Таблица 2. Продолжение

| Точка анализа | $^{206}\text{Pb}_{\text{с}}, \%$ | Th/U | Изотопные отношения               |        |                                  |        |                                  |        | Rho  | Возраст, млн лет                  |    |                                  |    |                                  |    |      |    |
|---------------|----------------------------------|------|-----------------------------------|--------|----------------------------------|--------|----------------------------------|--------|------|-----------------------------------|----|----------------------------------|----|----------------------------------|----|------|----|
|               |                                  |      | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | Is     | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | Is     | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | Is     |      | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | Is | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | Is | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | Is | CA   | Is |
| C213-04       |                                  | 0.93 | 0.1923                            | 0.0017 | 14.2017                          | 0.2852 | 0.5358                           | 0.0106 | 0.98 | 2762                              | 14 | 2763                             | 19 | 2766                             | 44 | 2766 | 13 |
| C213-05       |                                  | 0.62 | 0.1891                            | 0.0017 | 13.7439                          | 0.2765 | 0.5273                           | 0.0104 | 0.98 | 2734                              | 14 | 2732                             | 19 | 2730                             | 44 | 2734 | 13 |
| C213-06R      |                                  | 0.31 | 0.2191                            | 0.0020 | 17.6918                          | 0.3607 | 0.5858                           | 0.0116 | 0.97 | 2974                              | 14 | 2973                             | 20 | 2972                             | 47 | 2974 | 13 |
| C213-06C      |                                  | 0.43 | 0.2117                            | 0.0019 | 16.7294                          | 0.3397 | 0.5733                           | 0.0113 | 0.97 | 2918                              | 14 | 2919                             | 19 | 2921                             | 46 | 2921 | 13 |
| C213-07       |                                  | 0.21 | 0.2322                            | 0.0021 | 19.5527                          | 0.3940 | 0.6108                           | 0.0120 | 0.98 | 3067                              | 14 | 3069                             | 19 | 3073                             | 48 | 3073 | 13 |
| C213-08       |                                  | 0.55 | 0.1921                            | 0.0017 | 14.1204                          | 0.2842 | 0.5333                           | 0.0105 | 0.98 | 2760                              | 14 | 2758                             | 19 | 2755                             | 44 | 2760 | 13 |
| C213-09       |                                  | 0.42 | 0.1895                            | 0.0017 | 13.8262                          | 0.2787 | 0.5293                           | 0.0104 | 0.97 | 2738                              | 14 | 2738                             | 19 | 2739                             | 44 | 2739 | 13 |
| C213-11       |                                  | 0.27 | 0.1960                            | 0.0018 | 14.6612                          | 0.2956 | 0.5427                           | 0.0107 | 0.97 | 2793                              | 14 | 2794                             | 19 | 2795                             | 45 | 2795 | 13 |
| C213-13       |                                  | 0.71 | 0.1899                            | 0.0017 | 13.8683                          | 0.2803 | 0.5297                           | 0.0104 | 0.97 | 2742                              | 14 | 2741                             | 19 | 2740                             | 44 | 2741 | 13 |
| C213-14       |                                  | 0.57 | 0.1922                            | 0.0017 | 14.1679                          | 0.2845 | 0.5347                           | 0.0106 | 0.99 | 2761                              | 15 | 2761                             | 19 | 2761                             | 45 | 2761 | 13 |
| C213-15       |                                  | 0.61 | 0.1924                            | 0.0017 | 14.1925                          | 0.2854 | 0.5349                           | 0.0106 | 0.99 | 2763                              | 15 | 2763                             | 19 | 2762                             | 45 | 2763 | 13 |
| C213-16       |                                  | 0.66 | 0.1896                            | 0.0017 | 13.8533                          | 0.2782 | 0.5298                           | 0.0105 | 0.99 | 2739                              | 15 | 2740                             | 19 | 2741                             | 44 | 2741 | 13 |
| C213-17       |                                  | 0.65 | 0.1919                            | 0.0017 | 14.1235                          | 0.2840 | 0.5338                           | 0.0106 | 0.99 | 2759                              | 15 | 2758                             | 19 | 2757                             | 45 | 2758 | 13 |
| C213-19       |                                  | 1.03 | 0.1906                            | 0.0017 | 13.9523                          | 0.2805 | 0.5311                           | 0.0105 | 0.99 | 2747                              | 15 | 2746                             | 19 | 2746                             | 44 | 2747 | 13 |
| C213-23       |                                  | 0.47 | 0.1906                            | 0.0017 | 13.9460                          | 0.2817 | 0.5306                           | 0.0105 | 0.98 | 2748                              | 15 | 2746                             | 19 | 2744                             | 44 | 2747 | 13 |
| C213-24       |                                  | 0.71 | 0.1925                            | 0.0017 | 14.2232                          | 0.2888 | 0.5358                           | 0.0106 | 0.98 | 2764                              | 15 | 2765                             | 19 | 2766                             | 45 | 2766 | 13 |
| C213-25       |                                  | 0.55 | 0.1930                            | 0.0017 | 14.2549                          | 0.2898 | 0.5357                           | 0.0106 | 0.98 | 2768                              | 15 | 2767                             | 19 | 2765                             | 45 | 2768 | 13 |
| C213-26       |                                  | 0.36 | 0.2547                            | 0.0022 | 22.7078                          | 0.4395 | 0.6467                           | 0.0122 | 0.97 | 3214                              | 13 | 3215                             | 19 | 3215                             | 48 | 3215 | 12 |
| C213-28       |                                  | 0.58 | 0.2212                            | 0.0019 | 17.9966                          | 0.3438 | 0.5902                           | 0.0110 | 0.97 | 2989                              | 14 | 2990                             | 18 | 2990                             | 44 | 2990 | 12 |
| C213-30       |                                  | 0.55 | 0.2131                            | 0.0018 | 16.8699                          | 0.3235 | 0.5743                           | 0.0106 | 0.97 | 2929                              | 14 | 2927                             | 18 | 2925                             | 44 | 2929 | 12 |
| C213-31       |                                  | 0.59 | 0.1944                            | 0.0016 | 14.4440                          | 0.2736 | 0.5389                           | 0.0099 | 0.97 | 2780                              | 14 | 2779                             | 18 | 2779                             | 41 | 2780 | 12 |
| C213-34       |                                  | 0.76 | 0.1945                            | 0.0016 | 14.4599                          | 0.2697 | 0.5393                           | 0.0097 | 0.96 | 2780                              | 13 | 2780                             | 18 | 2781                             | 41 | 2781 | 12 |
| C213-38       |                                  | 0.54 | 0.1884                            | 0.0017 | 13.6880                          | 0.2744 | 0.5270                           | 0.0104 | 0.98 | 2728                              | 15 | 2728                             | 19 | 2729                             | 44 | 2729 | 13 |
| C213-40       |                                  | 0.45 | 0.1856                            | 0.0017 | 13.3330                          | 0.2689 | 0.5212                           | 0.0103 | 0.98 | 2703                              | 15 | 2704                             | 19 | 2704                             | 44 | 2704 | 13 |
| C213-41       |                                  | 0.75 | 0.1928                            | 0.0017 | 14.2440                          | 0.2883 | 0.5360                           | 0.0106 | 0.98 | 2766                              | 15 | 2766                             | 19 | 2767                             | 45 | 2767 | 13 |
| C213-42       |                                  | 0.92 | 0.1916                            | 0.0017 | 14.0936                          | 0.2865 | 0.5336                           | 0.0106 | 0.98 | 2756                              | 15 | 2756                             | 19 | 2757                             | 45 | 2757 | 13 |
| C213-43       |                                  | 0.20 | 0.1970                            | 0.0018 | 14.7796                          | 0.3014 | 0.5441                           | 0.0108 | 0.98 | 2802                              | 15 | 2801                             | 19 | 2801                             | 45 | 2801 | 13 |
| C213-44       |                                  | 0.63 | 0.1888                            | 0.0017 | 13.7679                          | 0.2861 | 0.5291                           | 0.0106 | 0.97 | 2731                              | 15 | 2734                             | 20 | 2738                             | 45 | 2738 | 13 |
| C213-45       |                                  | 0.64 | 0.1916                            | 0.0017 | 14.0958                          | 0.2898 | 0.5337                           | 0.0107 | 0.97 | 2756                              | 15 | 2756                             | 19 | 2757                             | 45 | 2757 | 13 |
| C213-47       |                                  | 0.69 | 0.1909                            | 0.0017 | 14.0188                          | 0.2897 | 0.5326                           | 0.0107 | 0.97 | 2750                              | 15 | 2751                             | 20 | 2752                             | 45 | 2752 | 13 |
| C213-48       |                                  | 0.43 | 0.1893                            | 0.0017 | 13.8076                          | 0.2864 | 0.5291                           | 0.0106 | 0.97 | 2736                              | 15 | 2737                             | 20 | 2738                             | 45 | 2738 | 14 |
| C213-49       |                                  | 0.69 | 0.1869                            | 0.0017 | 13.4880                          | 0.2806 | 0.5234                           | 0.0105 | 0.97 | 2715                              | 15 | 2714                             | 20 | 2713                             | 45 | 2715 | 14 |
| C213-50       |                                  | 0.14 | 0.2099                            | 0.0019 | 16.4725                          | 0.3371 | 0.5693                           | 0.0114 | 0.98 | 2905                              | 15 | 2905                             | 20 | 2905                             | 47 | 2905 | 13 |
| C213-51       |                                  | 0.89 | 0.1965                            | 0.0018 | 14.7314                          | 0.3014 | 0.5438                           | 0.0109 | 0.98 | 2797                              | 15 | 2798                             | 19 | 2799                             | 45 | 2799 | 13 |
| C213-52       |                                  | 0.85 | 0.1860                            | 0.0017 | 13.5605                          | 0.2784 | 0.5288                           | 0.0106 | 0.97 | 2707                              | 15 | 2720                             | 19 | 2736                             | 45 | 2736 | 13 |
| C213-53       |                                  | 0.50 | 0.1917                            | 0.0018 | 14.1163                          | 0.2909 | 0.5340                           | 0.0107 | 0.97 | 2757                              | 15 | 2758                             | 20 | 2758                             | 45 | 2758 | 13 |
| C213-54       |                                  | 0.56 | 0.1924                            | 0.0018 | 14.1891                          | 0.2919 | 0.5349                           | 0.0107 | 0.97 | 2763                              | 15 | 2762                             | 20 | 2762                             | 45 | 2763 | 13 |
| C213-55       |                                  | 0.26 | 0.2472                            | 0.0023 | 21.6117                          | 0.4450 | 0.6341                           | 0.0127 | 0.97 | 3167                              | 14 | 3166                             | 20 | 3166                             | 50 | 3167 | 13 |
| C213-56       |                                  | 0.65 | 0.2010                            | 0.0018 | 15.2941                          | 0.3157 | 0.5520                           | 0.0111 | 0.97 | 2834                              | 15 | 2834                             | 20 | 2833                             | 46 | 2834 | 13 |
| C213-57       |                                  | 0.57 | 0.1914                            | 0.0018 | 14.0703                          | 0.2917 | 0.5332                           | 0.0107 | 0.97 | 2754                              | 15 | 2754                             | 20 | 2755                             | 45 | 2755 | 13 |
| C213-58       |                                  | 0.57 | 0.1941                            | 0.0018 | 14.4227                          | 0.2993 | 0.5390                           | 0.0108 | 0.97 | 2777                              | 15 | 2778                             | 20 | 2779                             | 45 | 2779 | 13 |

Таблица 2. Окончание

| Точка анализа | $^{206}\text{Pb}_{\text{с.}}$<br>% | Th/U | Изотопные отношения               |        |                                  |        |                                  |        | Rho  | Возраст, млн лет                  |    |                                  |    |                                  |    |      |    |
|---------------|------------------------------------|------|-----------------------------------|--------|----------------------------------|--------|----------------------------------|--------|------|-----------------------------------|----|----------------------------------|----|----------------------------------|----|------|----|
|               |                                    |      | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 1s     | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | 1s     | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | 1s     |      | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 1s | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | 1s | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | 1s | CA   | 1s |
| C213-60       |                                    | 0.62 | 0.1939                            | 0.0018 | 14.3701                          | 0.3028 | 0.5376                           | 0.0109 | 0.96 | 2776                              | 15 | 2774                             | 20 | 2773                             | 46 | 2775 | 14 |
| C213-62       |                                    | 0.23 | 0.2080                            | 0.0019 | 15.8074                          | 0.3311 | 0.5512                           | 0.0111 | 0.96 | 2890                              | 15 | 2865                             | 20 | 2830                             | 46 | 2889 | 13 |
| C213-63       |                                    | 0.28 | 0.1912                            | 0.0016 | 14.0564                          | 0.2716 | 0.5331                           | 0.0102 | 0.99 | 2753                              | 14 | 2754                             | 18 | 2755                             | 43 | 2755 | 12 |
| C213-64       |                                    | 1.06 | 0.1766                            | 0.0015 | 12.2173                          | 0.2357 | 0.5019                           | 0.0096 | 0.99 | 2621                              | 14 | 2621                             | 18 | 2622                             | 41 | 2622 | 13 |
| C213-65       |                                    | 0.56 | 0.1901                            | 0.0016 | 13.8991                          | 0.2681 | 0.5303                           | 0.0101 | 0.99 | 2743                              | 14 | 2743                             | 18 | 2743                             | 43 | 2743 | 12 |
| C213-66       |                                    | 0.61 | 0.1924                            | 0.0017 | 14.1950                          | 0.2745 | 0.5352                           | 0.0102 | 0.99 | 2762                              | 14 | 2763                             | 18 | 2763                             | 43 | 2763 | 12 |
| C213-67       |                                    | 0.53 | 0.1934                            | 0.0017 | 14.3064                          | 0.2771 | 0.5366                           | 0.0103 | 0.99 | 2771                              | 14 | 2770                             | 18 | 2769                             | 43 | 2771 | 12 |
| C213-69       |                                    | 0.36 | 0.1980                            | 0.0017 | 14.9183                          | 0.2905 | 0.5465                           | 0.0105 | 0.98 | 2810                              | 14 | 2810                             | 19 | 2810                             | 44 | 2810 | 12 |
| C213-70       |                                    | 0.48 | 0.1903                            | 0.0017 | 13.9307                          | 0.2736 | 0.5310                           | 0.0102 | 0.98 | 2745                              | 14 | 2745                             | 19 | 2746                             | 43 | 2746 | 13 |
| C213-71       |                                    | 0.31 | 0.2425                            | 0.0021 | 20.9646                          | 0.4085 | 0.6271                           | 0.0120 | 0.99 | 3136                              | 14 | 3137                             | 19 | 3138                             | 48 | 3138 | 12 |
| C213-73       |                                    | 0.41 | 0.1899                            | 0.0017 | 13.8725                          | 0.2716 | 0.5300                           | 0.0102 | 0.98 | 2741                              | 14 | 2741                             | 19 | 2741                             | 43 | 2741 | 13 |
| C213-74       |                                    | 0.38 | 0.1904                            | 0.0017 | 13.9312                          | 0.2737 | 0.5307                           | 0.0102 | 0.98 | 2746                              | 14 | 2745                             | 19 | 2744                             | 43 | 2745 | 13 |
| C213-75       |                                    | 0.20 | 0.1999                            | 0.0018 | 15.1461                          | 0.2986 | 0.5496                           | 0.0106 | 0.98 | 2825                              | 14 | 2824                             | 19 | 2823                             | 44 | 2825 | 13 |
| C213-76       |                                    | 0.40 | 0.1918                            | 0.0017 | 14.1108                          | 0.2766 | 0.5337                           | 0.0102 | 0.98 | 2757                              | 14 | 2757                             | 19 | 2757                             | 43 | 2757 | 13 |
| C213-77       |                                    | 0.92 | 0.3040                            | 0.0027 | 30.1244                          | 0.6031 | 0.7188                           | 0.0140 | 0.97 | 3491                              | 14 | 3491                             | 20 | 3491                             | 53 | 3491 | 12 |
| C213-78       |                                    | 0.73 | 0.1942                            | 0.0017 | 14.4258                          | 0.2838 | 0.5387                           | 0.0104 | 0.98 | 2778                              | 14 | 2778                             | 19 | 2778                             | 43 | 2778 | 13 |
| C213-79       |                                    | 0.64 | 0.1919                            | 0.0017 | 14.1298                          | 0.2790 | 0.5340                           | 0.0103 | 0.98 | 2759                              | 14 | 2758                             | 19 | 2758                             | 43 | 2759 | 13 |
| C213-80       |                                    | 0.54 | 0.1922                            | 0.0017 | 14.1715                          | 0.2796 | 0.5348                           | 0.0103 | 0.98 | 2761                              | 14 | 2761                             | 19 | 2762                             | 43 | 2762 | 13 |
| C213-81       |                                    | 0.54 | 0.1935                            | 0.0017 | 14.3471                          | 0.2841 | 0.5378                           | 0.0104 | 0.97 | 2772                              | 14 | 2773                             | 19 | 2774                             | 44 | 2774 | 13 |
| C213-82       |                                    | 0.52 | 0.1934                            | 0.0017 | 14.3119                          | 0.2844 | 0.5369                           | 0.0104 | 0.97 | 2771                              | 14 | 2771                             | 19 | 2770                             | 44 | 2771 | 13 |
| C213-89       |                                    | 0.61 | 0.1908                            | 0.0017 | 14.0020                          | 0.2783 | 0.5322                           | 0.0103 | 0.97 | 2749                              | 14 | 2750                             | 19 | 2751                             | 43 | 2751 | 13 |
| C213-90       |                                    | 0.85 | 0.2370                            | 0.0021 | 20.1751                          | 0.4036 | 0.6174                           | 0.0120 | 0.97 | 3100                              | 14 | 3100                             | 19 | 3100                             | 48 | 3100 | 13 |
| C213-92       |                                    | 0.67 | 0.1905                            | 0.0017 | 13.9459                          | 0.2798 | 0.5309                           | 0.0103 | 0.97 | 2747                              | 15 | 2746                             | 19 | 2745                             | 43 | 2747 | 13 |
| C213-93       |                                    | 0.40 | 0.2190                            | 0.0019 | 17.6937                          | 0.3549 | 0.5860                           | 0.0114 | 0.97 | 2973                              | 14 | 2973                             | 19 | 2973                             | 46 | 2973 | 13 |

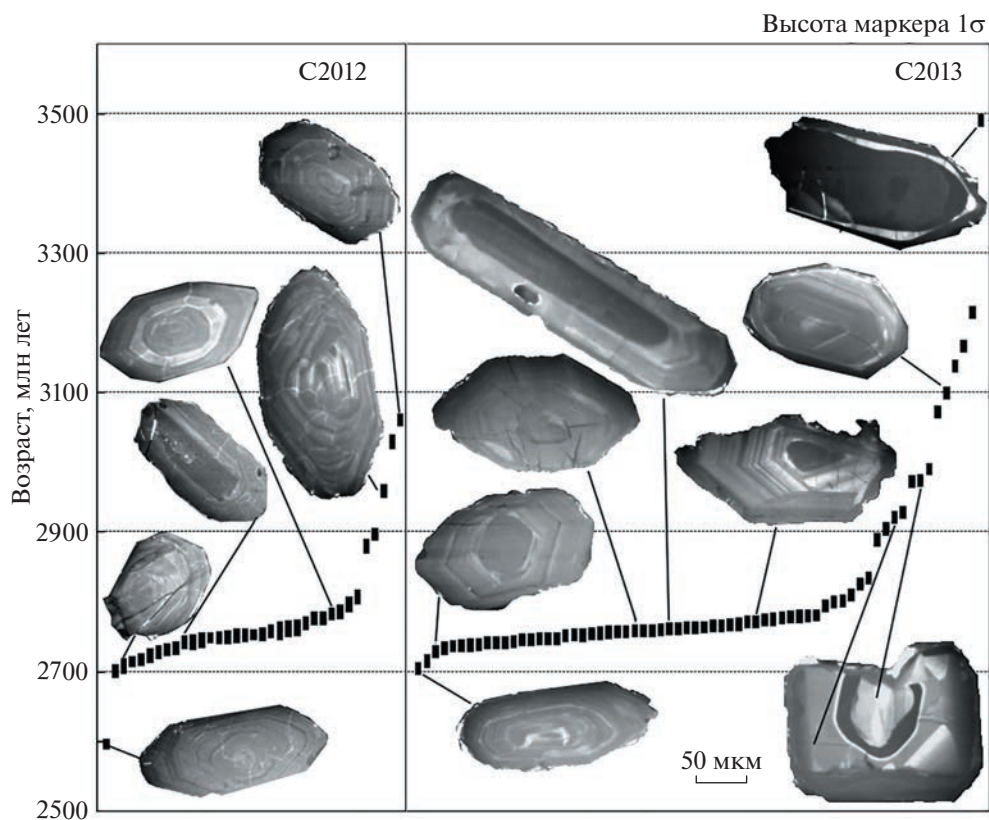
Примечания.  $^{206}\text{Pb}_{\text{с.}}$  – содержание обычного Pb. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . CA – значение конкордантного возраста.

циркона с возрастом 2705–2695 млн лет ([13, 17] и другие работы), отвечающим возрасту плагио-микроклиновых гранитов [13], широко распространенных в Карельской провинции. Возможно, в палеопротерозойское время эти гранитоиды не выходили на поверхность в данной части провинции.

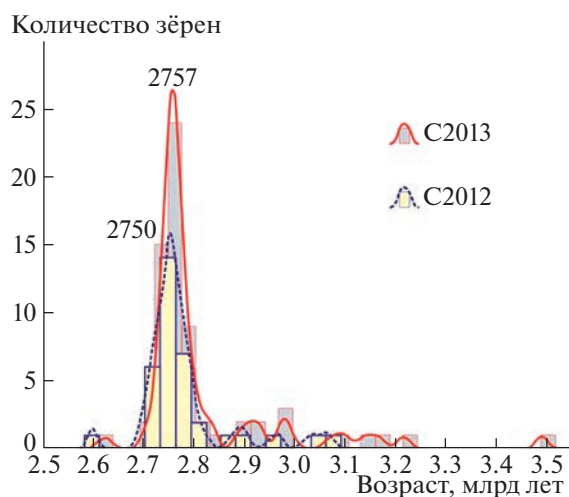
Заклячая сказанное, отметим, что одним из главных источников сноса при формировании как неогархейских (пос. Суккозеро), так и палеопротерозойских (оз. Воттомукс) полимиктовых конгломератов, служили неогархейские магматические породы средне-кислого состава (ТТГ и вулканиты) с возрастом около 2.75 млрд лет, широко развитые в Центрально-Карельском домене Фенноскандинавского щита. Поскольку

неогархейские породы ТТГ-серии рассматриваются как продукты частичного плавления базитов нижней коры, то присутствие обломков этих пород в конгломератах означает, что к началу раннего протерозоя они были эксгумированы на поверхность.

Поскольку источник обломочного циркона с возрастом 2.75 млрд лет для неогархейских конгломератов Центрально-Карельского домена был доминирующим, незначительная часть материала с мезогархейским цирконом могла приноситься с территории более древнего Водлозерского домена. Таким образом, возраст около 2.75 млрд лет может быть принят в качестве нижней возрастной границы для неогархейских конгломератов (пос. Суккозеро) Центрально-Карельского домена. Для палеопротерозойских конгломератов до-



**Рис. 4.** Распределение возрастов детритового циркона в матриксе архейских (обр. C2013, пос. Суккозеро) и палеопро-терозойских конгломератов (обр. C2012, оз. Воттомукс).



**Рис. 5.** Распределение относительной вероятности возрастов для детритового циркона из архейских (обр. C2013, пос. Суккозеро) и палеопротерозойских конгломератов (обр. C2012, оз. Воттомукс).

полнительным источником терригенного материала служили сумийские базальтовые андезиты, преобладающие среди галек и обеспечившие обогащение матрикса FeO, MnO, MgO и обеднение SiO<sub>2</sub>

и K<sub>2</sub>O. Наличие обломков сумийских базальтов в этих конгломератах позволяет установить верхнюю возрастную границу палеопротерозойских конгломератов (оз. Воттомукс) около 2.45 млрд лет.

Отсутствие в матриксе архейских и палеопротерозойских конгломератов популяций циркона с возрастом около 2.70 и 2.45 млрд лет, отвечающих времени проявления в Карельской провинции соответственно неоархейского гранитного магматизма и палеопротерозойского базитового вулканизма, наряду с низким индексом зрелости терригенного материала, свидетельствует о накоплении конгломератов вблизи источника сноса, без значительного перемещения. Этот факт предполагает, что в пределах структур Гимольская и Воттомукс Центрально-Карельского домена существовал расчлененный рельеф с ограниченными локальными областями сноса.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Н.Б. Кузнецову за полезные замечания.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-27-00263), и при использовании оборудования ЦКП “АИРИЗ” [18].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. (Ф.П. Митрофанов и В.З. Негруца ред.). Апатиты. 2002. 13 с.
2. Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Труды Ин-та геологии Кар.ФАН СССР. 1977. Вып. 36. 216 с.
3. *Ojakangas R.W., Marmo J.S., Heiskanen K.I.* Basin evolution of the Paleoproterozoic Karelian Supergroup of the Fennoscandian (Baltic) Shield // *Sedimentary Geology*. 2001. V. 141–142. P. 255–285.
4. *Melezhik V.A., Hanski E.J.* 3.3 Palaeotectonic and Palaeogeographic Evolution of Fennoscandia in the Early Palaeoproterozoic 111–178 V.A. Melezhik et al. (eds.), *Reading the Archive of Earth's Oxygenation, Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013.
5. Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Медведев П.В., Сыстра Ю., Валенсиа В. Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // *ДАН*. 2010. Т. 431. № 1. С. 85–90.
6. Кожевников В.Н., Скублов С.Г. Детритовые цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон // *ДАН*. 2010. Т. 430. № 5. С. 681–685.
7. Бережная Н.Г., Мыскова Т.А., Арестова Н.А., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Антонов А.В., Сергеев С.А., Шулешико И.К. Возраст источника сноса нижнепротерозойских осадков Кумсинской структуры Балтийского щита (U–Pb, SHRIMP II) // *ДАН*. 2005. Т. 400. № 2. С. 214–218.
8. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 26–42.
9. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неоархео: результаты геохимических исследований // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2018. Т. 26. № 3. С. 3–23.
10. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминационного анализа // *ДАН*. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
11. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
12. Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Архейские метатерригенные породы Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, источники сноса // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2020. № 4. С. 3–25.
13. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С. Архейская тоналит-гранодиоритовая ассоциация Карельской провинции: геология, геохимия, этапы и условия образования // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2022. № 4. С. 3–21.
14. Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкокуб Д.П. и др. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии удоканской серии (Алданский щит): результаты геохронологических (LA-ICP-MS) и изотопных U–Th–Pb-и Nd-исследований // *ДАН*. 2018. Т. 482. № 2. С. 177–180.
15. *Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S.* U–Pb age determinations and sulfide Pb–Pb characteristics from the late Archaean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.* 1993. V. 17. P. 103–131.
16. *Huhma H., Manttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Holttö P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikainen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M.* The age of the Archaean greenstone belt of Finland // *Geol. Survey of Finland. Spec. Paper*. 2012. V. 12. P. 73–174.
17. *Karpyaho A., Manttari I., Huhma H.* Growth of Archaean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U–Pb and Sm–Nd isotope constraints on plutonic rocks // *Precambrian Res.* 2006. V. 146. P. 95–119.
18. Кузнецов А.Б., Зайцева Т.С., Сальникова Е.Б. Центр коллективного пользования “АИРИЗ” (ИГД РАН, Санкт-Петербург): научное оборудование, основные направления исследований и результаты // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. Т. 13. № 2. 0584. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0584>

## U–Pb AGE OF DETRITAL ZIRCON IN THE CEMENT OF EARLY PRECAMBRIAN POLYMICTIC CONGLOMERATES OF CENTRAL KARELIAN DOMEN, KARELIAN PROVINCE, FENNOSCANDIAN SHIELD

G. A. Kucherovskiy<sup>a</sup>, V. P. Chekulaev<sup>a</sup>, J. S. Egorova<sup>a</sup>, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov<sup>a, #</sup>, N. A. Arestova<sup>a</sup>, T. S. Zaitseva<sup>a</sup>, E. V. Adamskaya<sup>a</sup>, and Yu. V. Plotkina<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Institute of Precambrian geology and geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation

<sup>#</sup> E-mail: antonbor9@mail.ru

U–Th–Pb LA-ICP-MS was used for dating detrital zircons extracted from the cement of the Neoarchean and Palaeoproterozoic polyimictic conglomerates of the Karelian province, Fennoscandian shield. For the first time obtained a chemical composition of terrigenous and volcanogenic rocks of the gimolskaya formation. Obtained data showed that the detrital zircons from the cement of conglomerates of different ages yield similar results of about 2750 Ma. In the Neoarchean conglomerates of the Sukkosero area dominate clasts of the gneissic tonalite and plagioporphry. They are identical in chemical composition with the Neoarchean (2.78–2.73 Ga) TTG, granodiorite, and metadacite of the Central-Karelian domain. The feature of these rocks is increased content of Ba (900–1200 ppm), Sr (600–700 ppm), and ratios  $Sr/Y = 34–90$ ,  $(La/Yb)_n = 17–30$ . The chemical composition of the cement (the values of CIA < 55 and the negative values of the function DF(x)) is similar to the composition of clasts, which means cement is composed of finer clasts of the same rocks. The Paleoproterozoic conglomerates of the Vottomuks area contain zircon from felsic rocks of the Neoarchean basement/ The chemical composition of the cement of the Paleoproterozoic conglomerates and the predominance of basaltic andesites of sumii is evidence of the post-sumii (<2.45 Ga) age of these rocks. The absence of the Paleoproterozoic zircon in cement can be the result of the absence of it in the Paleoproterozoic source rocks. The age of Neoarchean conglomerates from the gimolskaya formation is less than 2.75 Ga.

**Keywords:** U–Pb age, detrital zircons, polyimictic conglomerates, Neoarchean, Paleoproterozoic, Karelian province

УДК 549.057: 549.231: 549.322: 549.621.13

## ВЛИЯНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ СЕРЫ НА СУЛЬФИДИЗАЦИЮ ОЛИВИНА ПРИ *PT*-ПАРАМЕТРАХ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

© 2023 г. Ю. В. Баталева<sup>1,\*</sup>, О. В. Фурман<sup>1</sup>, Е. В. Здроков<sup>1</sup>,  
Ю. М. Борздов<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН Ю. Н. Пальянов<sup>1</sup>

Поступило 21.11.2022 г.

После доработки 12.12.2022 г.

Принято к публикации 15.12.2022 г.

Экспериментальные исследования, направленные на моделирование процессов взаимодействия серосодержащих метасоматических агентов с мантийными силикатами и оценку влияния концентрации серы на сульфидизацию оливина, проведены в системе Fe,Ni-оливин – сера на аппаратуре высокого давления БАРС (1050 и 1450°C, 6.3 ГПа, 40–60 ч, концентрации серы ( $X_s$ ) 0.1, 2 и 6 мол. %). Установлено, что в результате перекристаллизации Fe,Ni-оливина в расплаве серы происходит экстракция Fe и Ni из оливина в этот расплав, с последующим образованием Fe,Ni-сульфидов (или сульфидных расплавов) и низкожелезистых, низконикелевых силикатов. Определены ключевые индикаторные характеристики процесса сульфидизации оливина в зависимости от температуры и концентрации серы, включающие характерные фазовые ассоциации, закономерности эволюции химических составов минеральных и расплавных фаз, а также особенности строения кристаллов оливина. Экспериментально установлено, что восстановительные серосодержащие метасоматические агенты даже в минимальных концентрациях и при относительно низких температурах способны растворять и транспортировать мантийные силикаты и сульфиды, а также могут играть важную роль в сульфидном рудообразовании в мантии.

**Ключевые слова:** экспериментальное моделирование, мантийный метасоматоз, мантийные флюиды, сульфидизация оливина, оливин, серосодержащий флюид, сульфид, мантийные сульфиды

**DOI:** 10.31857/S2686739722602642, **EDN:** NYOEQA

В настоящее время исследование процессов мантийного метасоматоза является одним из наиболее актуальных направлений мантийной петрологии. По современным представлениям, в качестве потенциальных восстановительных метасоматических агентов могут рассматриваться серосодержащие флюиды, сульфидные расплавы, а также компоненты C–O–H–S флюида, например, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S и CS<sub>2</sub> [1]. Основными источниками восстановленных обогащенных серой расплавов и флюидов в мантии являются процессы, происходящие в зонах субдукции, на границе ядра и мантии, а также под воздействием вещества плюмов на мантийные породы [2, 3]. При этом предполагается, что генезис части мантийных сульфидов может быть связан с реакциями сульфидизации, происходящими при воздействии серосодержащих флюидов или расплавов на Mg,Fe,Ni-силикаты мантийных ультраосновных

пород. Пионерские экспериментальные исследования по моделированию реакций сульфидизации оливина, пироксенов и граната были проведены в 1960–1980-х годах при высоких температурах и атмосферном давлении [4, 5], в условиях плавления этих силикатов. Ранее нами исследованы процессы взаимодействия природного Fe,Ni-содержащего оливина с расплавом серы при *PT*-параметрах литосферной мантии (концентрация серы в системе 10 мол. %) [6], и показана принципиальная возможность формирования мантийных сульфидов или сульфидных расплавов в результате экстракции переходных металлов из силикатных минералов в расплав серы. Настоящая работа является логическим продолжением экспериментального моделирования реакций сульфидизации Fe,Ni-оливина в литосферной мантии, и направлена на изучение процессов взаимодействия серосодержащих метасоматических агентов с мантийными силикатами при существенно более низких концентрациях серы (от 0.1 до 6 мол. %), чем в предшествующих исследованиях.

Эксперименты проведены на многопуансонном аппарате высокого давления “разрезная сфе-

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева  
Сибирского отделения Российской академии наук,  
Новосибирск, Россия

\*E-mail: bataleva@igm.nsc.ru

**Таблица 1.** Параметры и результаты экспериментов в системе оливин–сера (6.3 ГПа)

| № эксп. | $T$ , °C | $t$ , ч | $X_s$ , мол. % | Полученные фазы               |
|---------|----------|---------|----------------|-------------------------------|
| 121-L   | 1050     | 60      | 0.1            | <i>Ol, Opx, Po, Hs</i>        |
| 122-L   | 1050     | 60      | 2              | <i>Ol, Opx, Py</i>            |
| 127-L   | 1050     | 60      | 6              | <i>Ol, Opx, Py, L</i>         |
| 129-H   | 1450     | 40      | 0.1            | <i>Ol, Opx, L<sub>1</sub></i> |
| 130-H   | 1450     | 40      | 2              | <i>Ol, Opx, L<sub>1</sub></i> |
| 133-H   | 1450     | 40      | 6              | <i>Ol, Opx, L<sub>2</sub></i> |

Примечание. *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Po* – пирротин, *Py* – пирит, *Hs* – хизлевудит, *L* – преимущественно серный расплав, *L<sub>1</sub>* – сульфидный расплав, *L<sub>2</sub>* – преимущественно серный расплав с сульфидным компонентом,  $X_s$  – концентрация серы в системе.

ра” (БАРС) [7] при давлении 6.3 ГПа, температурах 1050 и 1450°C, и длительностях 60 и 40 ч соответственно. В качестве исходных реагентов использовали оливин из ксенолита зернистого шпинелевого лерцолита (кимберлитовая трубка Удачная, Якутия) и элементарную серу (ОСЧ). Состав исходного форстерита соответствовал  $Mg_{1.8}Fe_{0.19}Ni_{0.01}SiO_4$ , с содержаниями FeO – 9.28 мас. % и NiO – 0.51 мас. %. Концентрация серы в системе была переменной, и составляла 0.1, 2.0 и 6.0 мол. %. Оливин и серу предварительно перетирали до размерности 10–20 мкм, затем реагенты тщательно перемешивали между собой и истирали повторно. Учитывая предшествующий опыт работы с сульфидами и серой при высоких  $PT$ -параметрах [6, 8, 9], в качестве оптимального материала ампул был выбран графит. Исследование фазовых взаимоотношений и составов полученных фаз проведено с использованием методов электронной сканирующей микроскопии и энергодисперсионной спектроскопии (“TESCAN” MIRA 3 LMU и JSM–6510LV), а также микрозондового анализа (“Jeol” JXA-8100). Особенности структуры полученных минеральных фаз изучены при помощи КР-спектроскопии (спектрометр “Horiba” J.Y. LabRAM HR800, оснащенный микроскопом “Olympus” BX41). Аналитические исследования выполнены в ИГМ СО РАН и ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, детали примененных аналитических методик представлены в работе [10].

Результаты экспериментальных исследований, а также составы полученных силикатных и сульфидных фаз показаны в табл. 1–3. Необходимо отметить, что температура плавления серы при 6.3 ГПа составляет ~870°C [12]. Установлено, что взаимодействие оливина с расплавом серы при 1050°C ( $X_s = 0.1$  мол. %) приводит к перекристаллизации оливина, а также формированию единичных кристаллов новообразованного ортопи-

роксена ( $Mg_{1.88}Fe_{0.19}Si_{2.01}O_6$ , табл. 2) и сульфидов – Ni-пирротина  $Fe_{0.80}Ni_{0.11}S$  и хизлевудита  $Ni_{2.9}Fe_{0.1}S_2$  (рис. 1 а, табл. 3). При этом состав оливина незначительно отличается от исходного (рис. 2 а), а его размерность увеличивается в 2–4 раза. При повышении  $X_s$  до 2.0 мол. % образуется агрегат перекристаллизованного оливина (рис. 1 б), для которого характерны включения сульфидов и зональное строение кристаллов – с железистым центром ( $Mg_{1.80}Fe_{0.19}Ni_{0.01}SiO_4$ ) и магнезиальной периферией ( $Mg_{1.87}Fe_{0.14}Ni_{0.01}SiO_4$ ) (рис. 2 б). В интерстициях полученного поликристаллического агрегата обнаружены многочисленные мелкие кристаллы новообразованных пирита  $Fe_{0.96}Ni_{0.03}S_2$  и ортопироксена  $Mg_{1.92}Fe_{0.07}Si_2O_6$ .

При наиболее высокой концентрации серы (6.0 мол. %) получена ассоциация перекристаллизованного зонального оливина (центр –  $Mg_{1.80}Fe_{0.20}Ni_{0.01}SiO_4$ , периферия –  $Mg_{1.83}Fe_{0.13}SiO_4$ ) (рис. 2 в), а также новообразованных ортопироксена  $Mg_{1.85}Fe_{0.14}Si_2O_6$  и пирита  $Fe_{0.96}Ni_{0.03}S_2$ , сосуществующих с расплавом серы с растворенными компонентами (рис. 1 в, табл. 2, 3). Следует подчеркнуть, что для краевых частей зональных кристаллов оливина установлено снижение железистости при увеличении концентраций серы в системе (и постоянной температуре 1050°C) (рис. 2 а–в). В целом содержания FeO в периферических зонах кристаллов оливина снижаются до 9 мас. % ( $X_s = 0.1$  мол. %), 6.5 мас. % ( $X_s = 2.0$  мол. %) и 4 мас. % ( $X_s = 6.0$  мол. %), относительно исходных 9.3 мас. % (рис. 2 а–в).

В результате реконструкции процессов взаимодействия установлено, что даже при относительно низкой температуре (1050°C) и минимальных концентрациях серы в 0.1 мол. % происходит сульфидизация оливина, включающая в себя его частичную перекристаллизацию, сопровождающуюся экстракцией Fe и Ni из оливина в расплав серы, а также кристаллизацией новообразованных Ni,Fe-сульфидов и ортопироксена. При этом характерной (индикаторной) особенностью данных процессов является формирование ассоциации оливина (незначительно измененного по составу) с высоконикелевыми сульфидами. Установлено, что при более высоких концентрациях серы (2–6 мол. %), помимо вышеперечисленных процессов, в результате перекристаллизации оливина происходит формирование обратной зональности в его кристаллах (резкое понижение концентраций NiO и FeO в краевых зонах) (рис. 2 б, в) и формирование в этих кристаллах включений сульфидов.

При более высокой температуре 1450°C и минимальной концентрации серы (0.1 мол. %) в системе установлена перекристаллизация оливина (размерность до 400 мкм, относительно исходных 20 мкм), а также формирование небольшого ко-

Таблица 2. Составы силикатов, полученных в системе оливин–сера

| № эксп. | T, °C | Xs, мол. % | Фаза        | N <sub>a</sub> | Состав, мас. %      |                    |                     |                    |       | n(O) | Формульные единицы  |                     |                     |                     |      |
|---------|-------|------------|-------------|----------------|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|-------|------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|------|
|         |       |            |             |                | SiO <sub>2</sub>    | FeO                | MgO                 | NiO                | Σ     |      | Si                  | Fe                  | Mg                  | Ni                  | Σ    |
| 121-L   | 1050  | 0.1        | <i>Ol</i>   | 18             | 40.8 <sub>(3)</sub> | 9.3 <sub>(2)</sub> | 49.7 <sub>(3)</sub> | 0.2 <sub>(2)</sub> | 99.9  | 4    | 1.00 <sub>(1)</sub> | 0.19 <sub>(0)</sub> | 1.81 <sub>(1)</sub> | —                   | 3.00 |
|         |       |            | <i>Opх</i>  | 8              | 58.4 <sub>(4)</sub> | 6.4 <sub>(2)</sub> | 34.7 <sub>(4)</sub> | —                  | 100.0 | 6    | 2.01 <sub>(0)</sub> | 0.18 <sub>(1)</sub> | 1.79 <sub>(1)</sub> | —                   | 3.99 |
| 122-L   | 1050  | 2.0        | <i>Ol n</i> | 13             | 41.2 <sub>(3)</sub> | 6.7 <sub>(9)</sub> | 51.7 <sub>(9)</sub> | 0.2 <sub>(2)</sub> | 99.9  | 4    | 1.00 <sub>(1)</sub> | 0.14 <sub>(4)</sub> | 1.87 <sub>(5)</sub> | 0.01 <sub>(1)</sub> | 3.00 |
|         |       |            | <i>Ol ц</i> | 7              | 40.7 <sub>(2)</sub> | 9.2 <sub>(2)</sub> | 49.7 <sub>(2)</sub> | 0.3 <sub>(3)</sub> | 99.9  | 4    | 1.00 <sub>(0)</sub> | 0.19 <sub>(0)</sub> | 1.81 <sub>(1)</sub> | 0.01 <sub>(1)</sub> | 3.00 |
| 127-L   | 1050  | 6.0        | <i>Opх</i>  | 8              | 58.8 <sub>(7)</sub> | 2 <sub>(2)</sub>   | 38 <sub>(2)</sub>   | —                  | 99.9  | 6    | 2.00 <sub>(1)</sub> | 0.07 <sub>(7)</sub> | 1.92 <sub>(9)</sub> | —                   | 3.99 |
|         |       |            | <i>Ol n</i> | 12             | 41.6 <sub>(1)</sub> | 6.6 <sub>(3)</sub> | 51.4 <sub>(8)</sub> | 0.1 <sub>(1)</sub> | 99.7  | 4    | 1.01 <sub>(0)</sub> | 0.13 <sub>(1)</sub> | 1.85 <sub>(1)</sub> | —                   | 2.99 |
| 129-H   | 1450  | 0.1        | <i>Ol ц</i> | 9              | 40.8 <sub>(2)</sub> | 9.2 <sub>(2)</sub> | 49.6 <sub>(2)</sub> | 0.2 <sub>(2)</sub> | 100.0 | 4    | 1.00 <sub>(0)</sub> | 0.20 <sub>(0)</sub> | 1.80 <sub>(1)</sub> | 0.01 <sub>(0)</sub> | 3.00 |
|         |       |            | <i>Opх</i>  | 8              | 58.4 <sub>(8)</sub> | 5 <sub>(2)</sub>   | 36 <sub>(1)</sub>   | —                  | 99.9  | 6    | 2.00 <sub>(1)</sub> | 0.14 <sub>(6)</sub> | 1.85 <sub>(6)</sub> | —                   | 3.99 |
| 130-H   | 1450  | 2.0        | <i>Ol</i>   | 16             | 41 <sub>(2)</sub>   | 9 <sub>(0)</sub>   | 48 <sub>(2)</sub>   | 0.3 <sub>(2)</sub> | 99.7  | 4    | 1.02 <sub>(5)</sub> | 0.19 <sub>(1)</sub> | 1.76 <sub>(9)</sub> | 0.01 <sub>(0)</sub> | 2.98 |
|         |       |            | <i>Opх</i>  | 10             | 58.5 <sub>(9)</sub> | 6.1 <sub>(1)</sub> | 35.4 <sub>(1)</sub> | —                  | 100.0 | 6    | 2.01 <sub>(0)</sub> | 0.17 <sub>(0)</sub> | 1.81 <sub>(1)</sub> | —                   | 2.98 |
| 133-H   | 1450  | 6.0        | <i>Ol</i>   | 14             | 42.1 <sub>(3)</sub> | 3.4 <sub>(1)</sub> | 54.3 <sub>(3)</sub> | —                  | 99.7  | 4    | 1.00 <sub>(1)</sub> | 0.07 <sub>(0)</sub> | 1.93 <sub>(1)</sub> | —                   | 2.99 |
|         |       |            | <i>Opх</i>  | 10             | 59.4 <sub>(2)</sub> | 1.9 <sub>(5)</sub> | 38.7 <sub>(3)</sub> | —                  | 100.0 | 6    | 2.00 <sub>(0)</sub> | 0.05 <sub>(1)</sub> | 1.94 <sub>(1)</sub> | —                   | 4.00 |
| 133-H   | 1450  | 6.0        | <i>Ol</i>   | 21             | 42.8 <sub>(1)</sub> | 0.4 <sub>(0)</sub> | 56.8 <sub>(1)</sub> | —                  | 99.9  | 4    | 1.00 <sub>(0)</sub> | 0.01 <sub>(0)</sub> | 1.99 <sub>(0)</sub> | —                   | 3.00 |
|         |       |            | <i>Opх</i>  | 10             | 59.9 <sub>(2)</sub> | 0.3 <sub>(3)</sub> | 39.8 <sub>(2)</sub> | —                  | 100.0 | 6    | 2.00 <sub>(0)</sub> | 0.01 <sub>(1)</sub> | 1.98 <sub>(1)</sub> | —                   | 4.00 |

Примечание. *Ol* – оливин, *Ol n* – зональный оливин, периферическая часть, *Ol ц* – зональный оливин, центральная часть, *Opх* – ортопироксен, *Xs* – концентрация серы в системе. В скобках приведено стандартное отклонение для последнего знака, *N<sub>a</sub>* – количество анализов; *n*(O) – количество атомов кислорода.

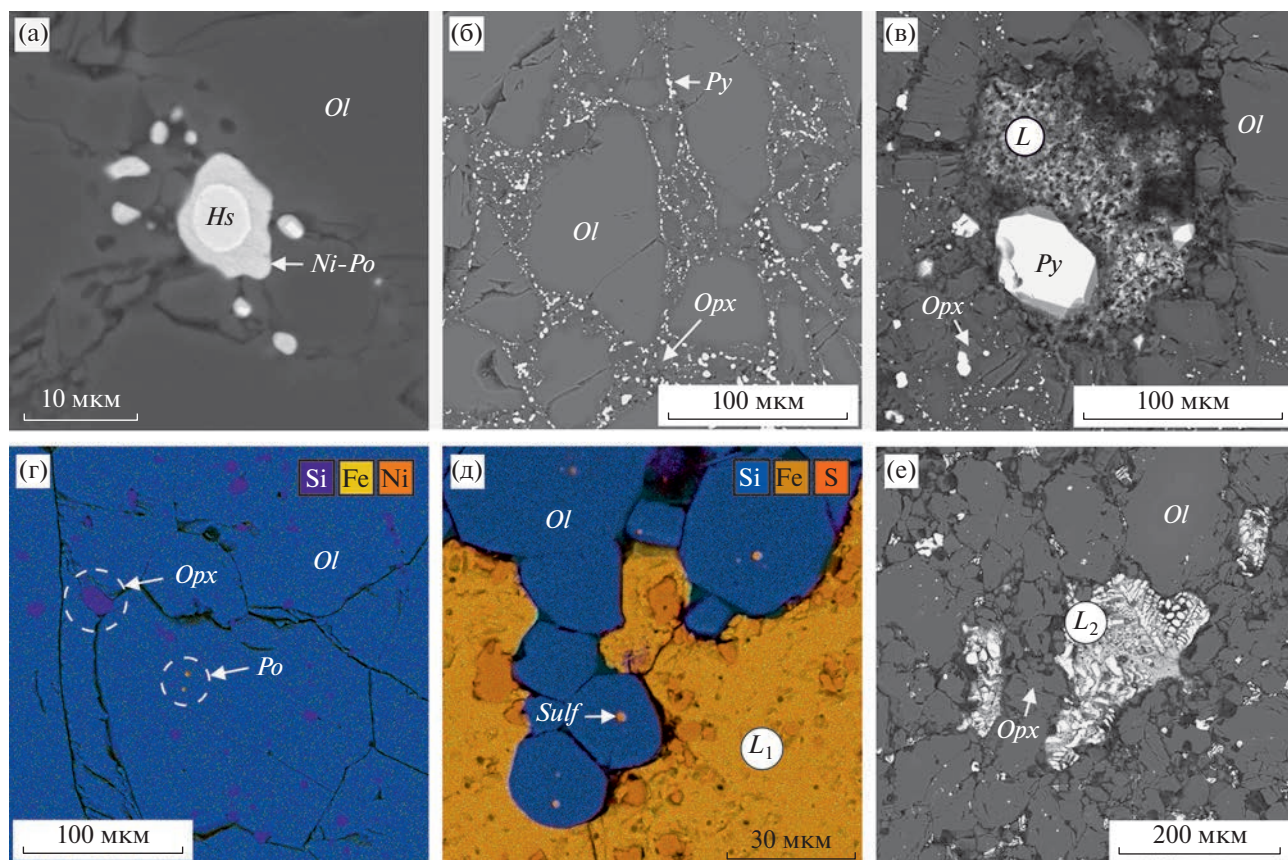
Таблица 3. Составы сульфидных фаз, полученных в системе оливин–сера

| № эксп. | T, °C | XS, мол. % | Фаза                 | N <sub>A</sub> | Состав, мас. %      |                     |                     |       | n(S) | Формульные единицы  |                     |
|---------|-------|------------|----------------------|----------------|---------------------|---------------------|---------------------|-------|------|---------------------|---------------------|
|         |       |            |                      |                | Fe                  | Ni                  | S                   | Сумма |      | Fe                  | Ni                  |
| 121-L   | 1050  | 0.1        | <i>Hs</i>            | 4              | 2.3 <sub>(3)</sub>  | 63.5 <sub>(6)</sub> | 33.9 <sub>(3)</sub> | 99.8  | 2    | 0.08 <sub>(1)</sub> | 2.04 <sub>(4)</sub> |
|         |       |            | <i>Po</i>            | 3              | 53.5 <sub>(3)</sub> | 8.0 <sub>(1)</sub>  | 38.3 <sub>(2)</sub> | 99.8  | 1    | 0.80 <sub>(1)</sub> | 0.11 <sub>(0)</sub> |
| 122-L   | 1050  | 2.0        | <i>Pу</i>            | 11             | 44.8 <sub>(7)</sub> | 1.6 <sub>(6)</sub>  | 53.4 <sub>(2)</sub> | 99.8  | 2    | 0.96 <sub>(2)</sub> | 0.03 <sub>(1)</sub> |
| 127-L   | 1050  | 6.0        | <i>Pу</i>            | 10             | 44.9 <sub>(4)</sub> | 1.5 <sub>(3)</sub>  | 53.5 <sub>(3)</sub> | 99.8  | 2    | 0.96 <sub>(1)</sub> | 0.03 <sub>(1)</sub> |
| 129-H   | 1450  | 0.1        | <i>L<sub>1</sub></i> | 9              | 38 <sub>(3)</sub>   | 26 <sub>(3)</sub>   | 36 <sub>(1)</sub>   | 99.9  | 1    | —                   | —                   |
| 130-H   | 1450  | 2.0        | <i>L<sub>1</sub></i> | 12             | 55 <sub>(2)</sub>   | 2.1 <sub>(3)</sub>  | 42 <sub>(2)</sub>   | 99.9  | —    | —                   | —                   |
| 133-H   | 1450  | 6.0        | <i>L<sub>2</sub></i> | 14             | 20 <sub>(1)</sub>   | 1.7 <sub>(5)</sub>  | 76.8 <sub>(9)</sub> | 100.0 | —    | —                   | —                   |

Примечание. *Po* – пирротин, *Pу* – пирит, *Hs* – хизлевудит, *L<sub>1</sub>* – сульфидный расплав, *L<sub>2</sub>* – преимущественно серный расплав с сульфидным компонентом, *Xs* – концентрация серы в системе. В скобках приведено стандартное отклонение для последнего знака; *n*(S) – количество атомов серы.

личества сульфидного расплава (Fe : Ni : S = 0.6 : 0.4 : 1, ат.) и многочисленных кристаллов ортопироксена  $Mg_{1.81}Fe_{0.17}Si_2O_6$  (рис. 1 г, 2 г, табл. 2, 3). Необходимо отметить, что при давлении 6.3 ГПа и ~1300°C пирит претерпевает инконгруэнтное плавление, с образованием расплава серы и пирротина [13]. При *Xs* 2.0 мол. %, параллельно с перекристаллизацией оливина, происходит формирование сульфидного расплава (Fe : Ni : S = 0.75 : 0.03 : 1, ат.) и кристаллизация новообразованно-

го ортопироксена  $Mg_{1.94}Fe_{0.05}Si_2O_6$  (рис. 1 д, табл. 2, 3). В кристаллах оливина наблюдаются многочисленные включения сульфидного расплава. Размер кристаллов оливина варьирует от 30 до 200 мкм, при этом, в отличие от относительно низкотемпературных экспериментов, для оливина не характерно зональное строение (рис. 2 г), а в его составе наблюдается резкое снижение концентраций FeO до 3 мас. %. При наиболее высокой концентрации серы (6.0 мол. %) получена ас-

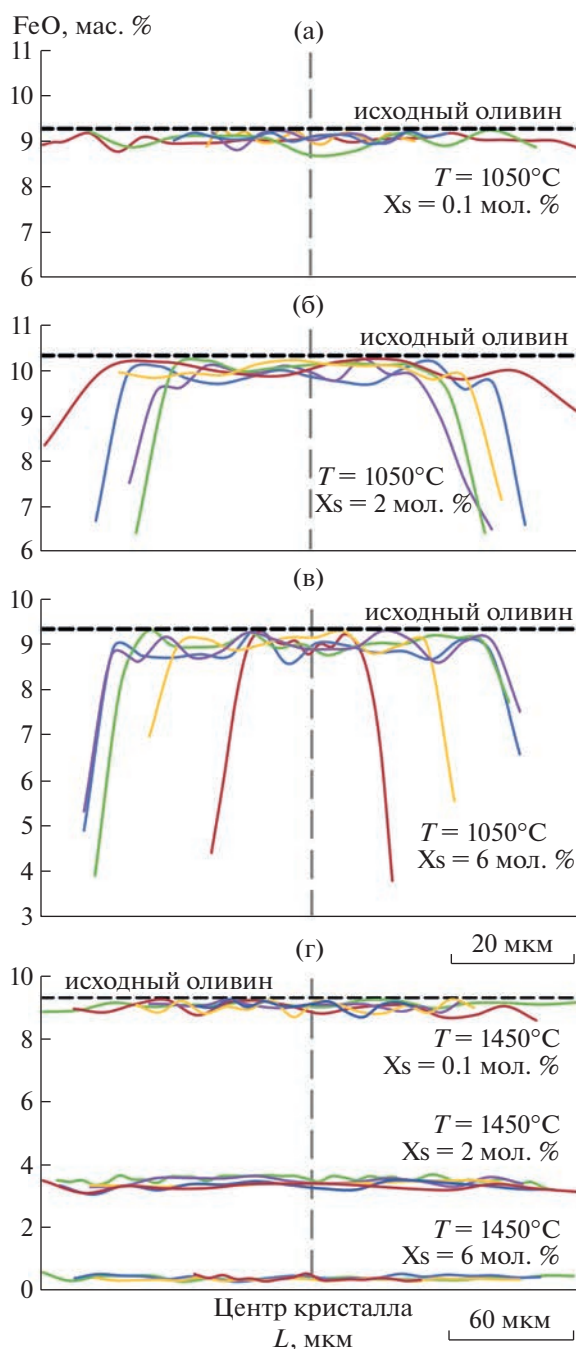


**Рис. 1.** РЭМ-микрофотографии (а–в, е) и карты распределения элементов (г–д) приполированных поверхностей образцов, полученных в системе оливин–сера: а – кристаллы Ni, Fe-сульфидов в интерстициях поликристаллического агрегата оливина (1050°C, Xs – 0.1 мол. %); б – поликристаллический агрегат перекристаллизованного оливина с новообразованными сульфидами и ортопироксеном в интерстициях (1050°C, Xs – 2 мол. %); в – поликристаллический агрегат оливина, ортопироксена и пирита с закаленным преимущественно серным расплавом (1050°C, Xs – 6 мол. %); г – включения Ni-пирротина в оливине, а также кристаллы ортопироксена в интерстициях (1450°C, Xs – 0.1 мол. %); д – кристаллы оливина с включениями сульфидов, на контакте с сульфидным расплавом (1450°C, Xs – 2 мол. %); е – обособления закаленного преимущественно серного расплава с сульфидным компонентом в поликристаллическом агрегате оливина и ортопироксена (1050°C, Xs – 6 мол. %); Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Py – пирит, Po – пирротин, Hs – хизлеудит, L – преимущественно серный расплав, L<sub>1</sub> – сульфидный расплав, L<sub>2</sub> – преимущественно серный расплав с сульфидным компонентом.

социация перекристаллизованного оливина – практически безжелезистого и безникелевого форстерита (рис. 1 е, 2 г) с включениями сульфида, а также новообразованного ортопироксена и расплава серы, обогащенного сульфидным компонентом (Fe : Ni : S = 0.14 : 0.01 : 1, ат.) (табл. 3).

Таким образом, установлено, что при относительно высокой температуре (1450°C), сульфидизация оливина включает в себя комплекс процессов фазообразования, интенсивность которых зависит от концентрации серы в системе. В ходе этих процессов реализуется перекристаллизация оливина в расплаве серы, сопровождающаяся частичной (Xs ≤ 2 мол. %) или практически полной (Xs = 6 мол. %) экстракцией переходных металлов (Fe и Ni) из оливина в расплав, формированием сульфидного компонента в расплаве и образованием сульфидных включений в оливине. В зави-

симости от концентрации серы в системе, содержание сульфидного компонента и пропорции Fe/Ni в образующемся расплаве существенно варьируют. В частности, при Xs 0.1 мол. % получен высоконикелевый сульфидный расплав (Me/S = 1, Fe/Ni = 3/2), при Xs 2 мол. % – сульфидный расплав с повышенными концентрациями серы (Me/S = 0.8, Fe/Ni = 25/1), а при Xs 6 мол. % – преимущественно серный расплав с растворенным сульфидным компонентом (Me/S = 0.15, Fe/Ni = 14/1). Экстракция железа и никеля в расплав серы при перекристаллизации оливина приводит к резкому снижению содержаний FeO и NiO в оливине, до 3 мас. % FeO при Xs ≤ 2 мол. % и до 0.4 мас. % при Xs = 6 мол. % (при исходных концентрациях FeO ~ 9.3 мас. %) (рис. 2 г, 3 б). Возникающий в данном процессе избыток SiO<sub>2</sub> относительно MgO приводит к кристаллизации

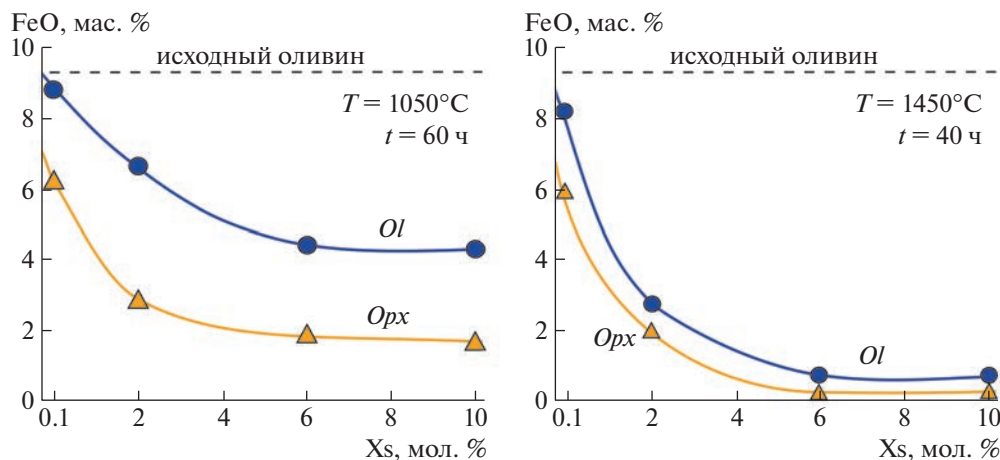


**Рис. 2.** Профили составов оливина (по содержанию FeO) после экспериментов при переменных концентрациях серы и температурах  $1050^\circ\text{C}$  (а–в) и  $1450^\circ\text{C}$  (г). Каждая цветная линия представляет собой профиль одного кристалла оливина, записанный с использованием метода энергодисперсионной спектроскопии (шаг между анализируемыми точками – 3–5 мкм).

ортопироксена в ассоциации с оливином, как и предполагалось в предшествующих исследованиях [5, 12], а количество новообразованного ортопироксена прямо пропорционально концентрации серы в системе.

Полученные экспериментальные результаты по оценке влияния концентрации серы на суль-

фидизацию оливина в условиях литосферной мантии позволили выявить ряд закономерностей фазообразования в зависимости от температуры и  $X_s$ . Установлено, что в качестве ключевой индикаторной характеристики взаимодействия Fe,Ni-содержащего оливина с микроколичествами серосодержащего метасоматического агента ( $X_s =$



**Рис. 3.** Графики зависимости составов силикатных фаз от концентрации серы в системе. Составы оливина и ортопироксена, полученных в экспериментах в системе оливин–сера с  $X_s = 10$  мол. % взяты из работы Ю.В. Баталевой и соавт. (2016) [6].

= 0.1 мол. %) можно рассматривать ассоциацию высоконикелевых сульфидов (хизлевудит или Ni-пирротин) с оливином и ортопироксеном, весьма близкими по составу к неизменным силикатам мантийных перидотитов. Экспериментально продемонстрировано, что кристаллы оливина с включениями сульфидов и обратной зональностью (железистый центр и магниальная периферия), которые традиционно рассматриваются в качестве индикаторов процессов сульфидизации в природе [14, 15], образуются только при относительно низкой температуре и  $X_s \geq 2$  мол. %. Установлено, что основными признаками наиболее интенсивных процессов сульфидизации, происходящих при повышенных температурах и высоких концентрациях серосодержащих агентов ( $X_s \geq 6$  мол. %), является формирование однородных по составу кристаллов низкожелезистого, низконикелевого оливина с включениями Fe, Ni-сульфидов, в ассоциации с ортопироксеном.

Таким образом, эфемерность серы в мантийных флюидах хорошо иллюстрируется экспериментами с низкими концентрациями S (~0.1 мол. %), в которых продемонстрировано, что в результате мантийного метасоматоза с участием серосодержащих агентов в измененной породе не остается серы, поскольку вся она расходуется на образование сульфидов. Полученные в настоящем экспериментальном исследовании данные свидетельствуют о том, что восстановительные серосодержащие агенты метасоматоза даже в минимальных концентрациях способны растворять и транспортировать компоненты мантийных силикатных фаз, а также играть значимую роль в сульфидном рудообразовании с участием мантийных флюидов, обогащенных серой.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Mantle metasomatism. In: Harlov D.E., Austrheim H., editors. Metasomatism and the chemical transformation of rock: the role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes. Lecture notes in earth system sciences. London: Springer, Springer Nature; 2013. P. 471–533.
2. Evans K.A. The redox budget of subduction zones // Earth–Science Reviews. 2012. V. 113. P. 11–32.
3. Tomkins A., Evans K. Separate zones of sulfate and sulfide release from subducted mafic oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 428. P. 73–83.
4. Kullerud G., Yoder H.S., Jr. Sulfide–silicate relations // Carnegie Institution of Washington Year Book. 1963. V. 62. P. 215–218.
5. Fleet M.E., MacRae N.D. Sulfidation of Mg-rich olivine and the stability of niningerite in enstatite chondrites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1987. V. 51. P. 1511–1521.
6. Bataleva Yu.V., Palyanov Yu.N., Borzdov Yu.M., et al. Sulfidation of silicate mantle by reduced S-bearing metasomatic fluids and melts // Geology. 2016. V. 44. № 4. P. 271–274.
7. Palyanov Y., Kupriyanov I., Khokhryakov A., Borzdov Y. High-pressure crystallization and properties of diamond from magnesium-based catalysts // CrystEngComm. 2017. № 19. P. 4459–4475.
8. Dasgupta R., Buono A., Whelan G., et al. High-pressure melting relations in Fe–C–S systems: implications for formation, evolution, and structure of metallic cores in planetary bodies // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. V. 73. P. 6678–6691.

9. *Palyanov Y.N., Borzdov Y.M., Bataleva Y.V., Sokol A.G., Palyanova G.A., Kupriyanov I.N.* Reducing role of sulfides and diamond formation in the Earth's mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. № 260 (1–2). P. 242–256.
10. *Bataleva Y.V., Novoselov I.D., Borzdov Y.M., et al.* Experimental modeling of ankerite–pyrite interaction under lithospheric mantle P–T parameters: Implications for graphite formation as a result of ankerite sulfidation // *Minerals*. 2021. V. 11. Article № 1267.
11. *Brazhkin V.V., Popova S.V., Voloshin R.N.* Pressure-temperature phase diagram of molten elements: selenium, sulfur and iodine // *Physica B, Condensed Matter*. 1999. V. 265. P. 64–71.
12. *Eggler D.H., Lorand J.P.* Mantle sulfide geobarometry // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 2213–2222.
13. *Sharp W.E.* Melting Curves of Sphalerite, Galena, and Pyrrhotite and the Decomposition Curve of Pyrite between 30 and 65 Kilobars // *Journal of Geophysical Research*. 1969. V. 74, P. 1645–1652.
14. *Alard O., Lorand J.P., Reisberg L., et al.* Volatile-rich metasomatism in Montferrier xenoliths (Southern France): Implications for the abundances of chalcophile and highly siderophile elements in the subcontinental mantle // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. № 10. P. 2009–2045.
15. *Papike J.J., Spilde M.N., Fowler G.W., et al.* The Lodran primitive achondrite: Petrogenetic insights from electron and ion microprobe analysis of olivine and orthopyroxene // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. № 14. P. 3061–3070.

## EFFECT OF SULFUR CONCENTRATION ON OLIVINE SULFIDATION UNDER LITHOSPHERIC MANTLE *PT*-PARAMETERS

**Y. V. Bataleva<sup>a, #</sup>, O. V. Furman<sup>a</sup>, E. V. Zdrokov<sup>a</sup>,  
Y. M. Borzdov<sup>a</sup>, and Corresponding Member of the RAS Y. N. Palyanov<sup>a</sup>**

<sup>a</sup> *Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences,  
Novosibirsk, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: bataleva@igm.nsc.ru*

Experimental studies aimed at the modeling of interaction processes of sulfur-bearing metasomatic agents with mantle silicates and assessing the effect of sulfur concentration on olivine sulfidation were carried out in the Fe,Ni-olivine – sulfur system using the high-pressure multi-anvil apparatus BARS (1050 and 1450°C, 6.3 GPa, 40–60 hours, sulfur concentrations (Xs) 0.1, 2 and 6 mol. %). It has been established that as a result of the recrystallization of Fe,Ni-olivine in a sulfur melt, Fe and Ni are extracted from olivine into this melt, and formation of Fe,Ni-sulfides (or sulfide melts) and low-iron, low-nickel silicates takes place. The key indicator characteristics of the olivine sulfidation process are determined depending on the temperature and sulfur concentration, including characteristic phase assemblages, regularities in the evolution of the chemical compositions of mineral and melt phases, and structural features of olivine crystals. It has been experimentally established that reducing sulfur-bearing metasomatic agents, even in minimal concentrations and at relatively low temperatures, are capable of dissolving and transporting mantle silicates and sulfides, and can play an important role in sulfide ore formation in the mantle.

**Keywords:** experimental modeling, mantle metasomatism, mantle fluids, olivine sulfidation, olivine, sulfur-bearing fluid, sulfide, mantle sulfides

УДК 550.42:551.24(571.55)

# ИЗОТОПНЫЕ Sm–Nd-ХАРАКТЕРИСТИКИ ЮВЕНИЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

© 2023 г. С. И. Дриль<sup>1,\*</sup>, академик РАН М. И. Кузьмин<sup>1</sup>, Ю. В. Носкова<sup>1</sup>, О. В. Зарубина<sup>1</sup>

Поступило 12.12.2022 г.

После доработки 12.12.2022 г.

Принято к публикации 22.12.2022 г.

В фанерозойское время процессы формирования континентальной коры были связаны с конвергентными геодинамическими обстановками и, соответственно, с внутриконтинентальными орогенными поясами, возникавшими на месте закрывшихся палеоокеанов. Выяснение соотношения ювенильного и более древнего рециклированного вещества является важнейшим параметром, определяющим историю формирования коры орогенов. Монголо-Охотский орогенный пояс является одной из важнейших структур Центральной Азии. В его центральной – Забайкальской – части представлены наиболее полно сохранившиеся фрагменты островодужных комплексов, а также весь спектр образований его аккреционной призмы, что позволило провести оценку соотношения ювенильного и рециклированного осадочного материала в коре этого орогена. Наиболее представительными фрагментами ювенильной коры в этой части пояса являются вулканогенно-осадочные образования каменной и уртуйской свит позднепалеозойского возраста. Первая из них является индикатором зоны субдукции вдоль северо-западной окраины Монголо-Охотского палеоокеана с падением под Сибирский палеоконтинент, а вторая – вдоль юго-восточной, с падением под Аргунский супертеррейн. Весь спектр вулканитов каменной свиты от базальтов до риолитов имеют положительные величины  $\epsilon_{\text{Nd}(254\text{MA})} = +1.4-(+3.8)$  и  $T_{\text{Nd(DM)}} = 896-920$  млн лет. Величины  $\epsilon_{\text{Nd}(350\text{MA})}$  в базальтах уртуйской свиты так же положительны и лежат в пределах  $+1.7-(+6.0)$  при  $T_{\text{Nd(DM)}} = 773-939$  млн лет. Это позволяет определить характеристики ювенильной коры орогенного пояса, которая характеризуется положительными величинами  $\epsilon_{\text{Nd(t)}}$  и модельными возрастами  $T_{\text{Nd(DM)}} < 1000$  млн лет. В составе метаосадочных пород аккреционного клина Монголо-Охотского орогенного пояса существенно преобладает более древнее рециклированное коровое вещество, источником которого, вероятно, являются позднерифейские комплексы Аргунского супертеррейна.

**Ключевые слова:** Монголо-Охотский орогенный пояс, ювенильная кора, изотопы Nd, изотопный Sm–Nd-модельный возраст, островные дуги, аккреционные призмы

DOI: 10.31857/S2686739722602812, EDN: NZHQLS

Процессы образования и эволюции континентальной коры в течение истории Земли оставались и остаются в центре внимания геологов. В фанерозойское время эти процессы были связаны с конвергентными геодинамическими обстановками [1] и, соответственно, с внутриконтинентальными орогенными поясами, возникавшими на месте закрывшихся палеоокеанов. Центральнo-Азиатский орогенный пояс (ЦАСП) является примером аккреционного орогена, сформированного в результате тектонического совмещения (аккреции) островодужных комплексов, аккреционных призм, а также офиолитов, вулканогенно-осадочных комплексов океанических плато и задуговых бассейнов [2]. Все пе-

речисленные породные комплексы имеют мантийное происхождение и представляют собой ювенильную кору, которая вовлекается при аккреции в процессы гранитообразования. Этот вывод подкрепляется тем, что наиболее яркой чертой гранитоидов Центральной Азии являются преобладающие положительные  $\epsilon_{\text{Nd(t)}}$  и молодые модельные возрасты  $T_{\text{Nd(DM)}}$  [3–5]. Было предположено, что ЦАОП представляет собой наиболее значительную структурно-вещественную “единицу” роста континентальной коры в фанерозойское время [5]. Однако позднее было показано, что значительная часть островодужных комплексов ЦАОП не могут считаться в полной мере ювенильными, т.к. они формировались на более древней континентальной коре или с добавкой более древнего рециклированного осадочного материала [6]. Таким образом, выяснение соотношения ювенильного и более древнего рециклированного вещества является важнейшим па-

<sup>1</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

\*E-mail: sdri1@igc.irk.ru

раметром, определяющим историю формирования коры внутриконтинентальных орогенных поясов.

Монголо-Охотский орогенный пояс (МОП) является одной из важнейших структур ЦАСП [7] (рис. 1). В Забайкальской части МОП представлены наиболее полно сохранившиеся фрагменты островодужных комплексов, а также весь спектр образований его аккреционной призм, что позволяет провести оценку соотношения ювенильного и рециклированного осадочного материала в коре этого орогена. Наиболее представительными фрагментами ювенильной коры в этой части МОП являются образования Каменского островодужного террейна, а также уртуйской вулканогенно-осадочной свиты [8] (рис. 1). Каменский террейн является индикатором зоны субдукции вдоль северо-западной (в современных координатах) окраины МОП с падением под Сибирский палеоконтинент, а отложения уртуйской свиты свидетельствуют о существовании субдукционных процессов на окраине Аргунского супертеррейна, обрамлявшего МОП с юго-востока.

В составе Каменского террейна объединены интрузии береинского габбро-диорит-тоналитового комплекса и тесно пространственно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования каменской свиты [9]. Последняя представляет собой переслаивание осадочных пород — вулканомиктовых конглобрекций и гравелитов, а также туфопесчаников и туфоаргиллитов, с вулканитами базальт-андезит-базальт-андезит-дацит-риолитовой серии. Вулканиты претерпели глубокие зеленокаменные изменения. Разрезы свиты характеризуются резкой изменчивостью и распределение вулканитов в них неравномерное. Габбро и диориты Береинского комплекса тесно пространственно связаны с вулканогенно-осадочной толщей, образуя в ней дайки, многочисленные апофизы и мелкие интрузивные тела. В результате изотопного датирования габбро-диоритов по циркону U–Pb-методом на SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) был получен возраст  $254.3 \pm 5.1$  млн лет [10], что соответствует поздней перми. Это позволяет принять и возраст вмещающей вулканогенно-осадочной толщи как позднепермский. Вулканиты свиты принадлежат к серии нормальной суммарной щелочности и умеренной калиевоности. Немногочисленные составы базальтов попадают в категорию субщелочных. Нормированные спектры распределения редких земель в базальтах, андезибазальтах, андезитах и риолитах являются умеренно обогащенными —  $La/Yb_{(N)} = 1.96–4.31$ . Мультикомпонентная диаграмма базальтов каменской свиты (рис. 2) демонстрирует характеристики, типичные для островодужных вулканитов — высокий уровень накопления K, Rb, Ba, Sr, Ba и резкое преобладание LILE над HFSE, что является

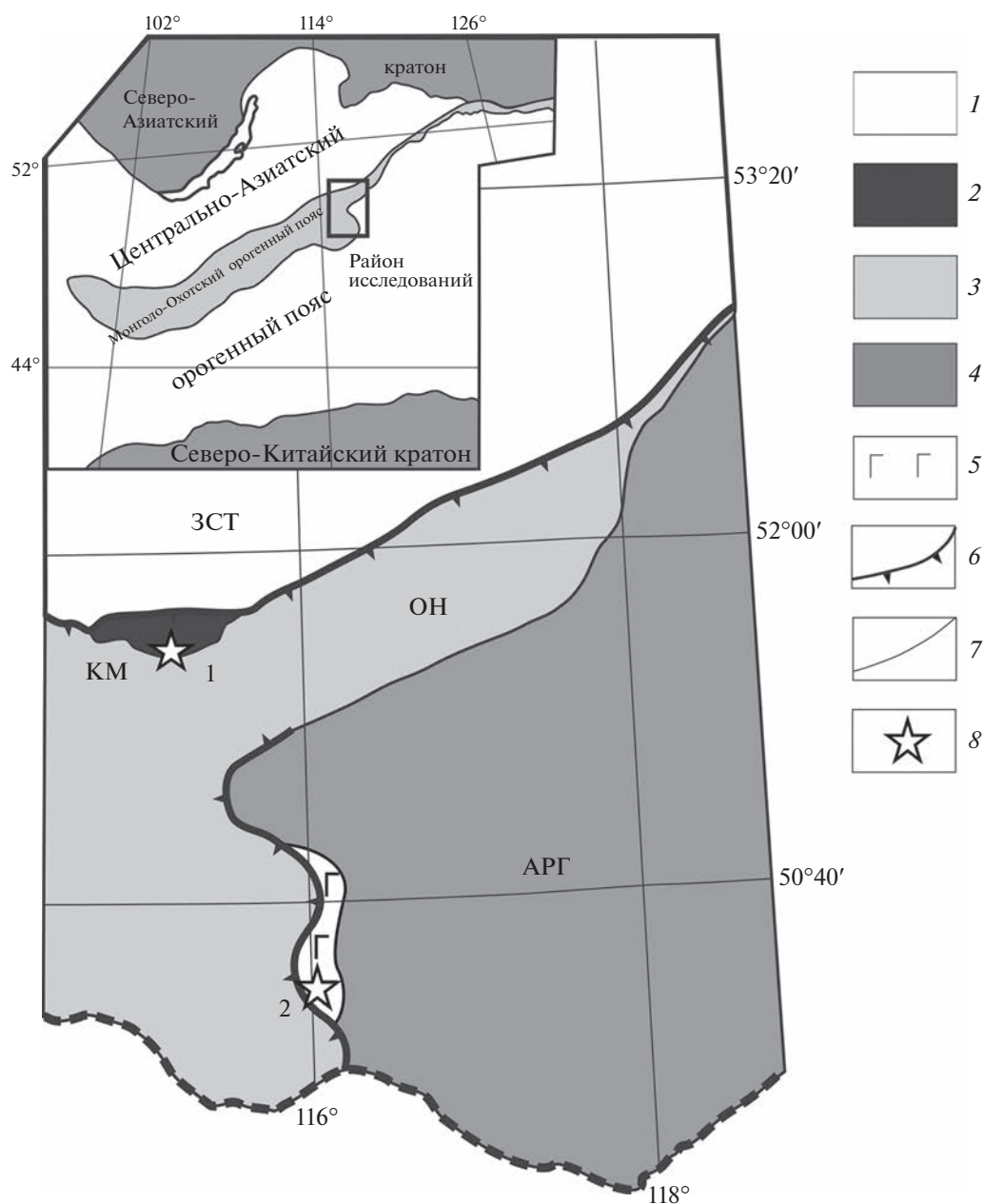
характерным признаком пород, связанных своим происхождением с зоной субдукции.

Уртуйская свита сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами, аркозовыми и граувакковыми песчаниками, с которыми нередко ассоциируют яшмоиды и кремнистые породы, линзы известняков, иногда — основные и кислые вулканиты. Возраст свиты обоснован биостратиграфически и соответствует раннему карбону [13]. Отложения свиты характеризуются большим разнообразием типов разрезов и их изменчивостью по латерали. Вулканиты уртуйской свиты представлены преимущественно базальтами, претерпевшими зеленокаменные изменения. Более кислые разновидности вулканитов присутствуют в резко подчиненном количестве. Базальты принадлежат к серии как нормальной суммарной щелочности, так и к субщелочной. Большинство их составов являются умеренно калиевыми при подчиненном количестве высококалиевых разновидностей. Нормированные спектры распределения редких земель являются слабо и умеренно обогащенными —  $La/Yb_{(N)} = 0.98–1.83$ . Для высококалиевых разновидностей характерны более дифференцированные спектры распределения лантаноидов  $La/Yb_{(N)} = 4.62–7.04$ . Мультикомпонентная характеристика базальтов уртуйской свиты в полной мере соответствует породам субдукционных обстановок (рис. 2).

Таким образом, вулканиты как каменской, так и уртуйской вулканогенно-осадочных свит являются производными островодужного магматизма и представляют собой ювенильную составляющую в составе континентальной коры Монголо-Охотского орогенного пояса.

Изотопные Sm–Nd-исследования вулканитов и вулканогенно-осадочных пород каменской и уртуйской свит были проведены в Центре коллективного пользования изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS) NEPTUNE Plus по методике [14]. Полученные результаты, представленные на (рис. 3), позволяют оценить характеристики ювенильной коры в Забайкальском секторе МОП, а также масштабы возможного участия ее вещества в формировании осадков аккреционного клина пояса. Для оценки величин модельного возраста  $T_{Nd(DM)}$  в породах вулканогенно-осадочных толщ использовались разности пород с величиной  $^{147}Sm/^{144}Nd < 0.14$ .

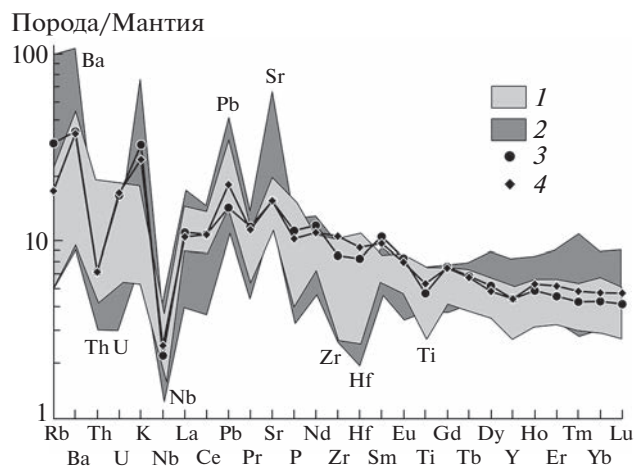
Весь спектр вулканитов каменской свиты от базальтов до риолитов имеют положительные величины  $\epsilon_{Nd(254MA)} = +1.4–(+3.8)$  и  $T_{Nd(DM)} = 896–920$  млн лет. Величины  $\epsilon_{Nd(350MA)}$  в базальтах уртуйской свиты так же положительны и лежат в пределах  $+1.7–(+6.0)$  при  $T_{Nd(DM)} = 773–939$  млн лет. Таким образом, величины  $\epsilon_{Nd(t)}$  в острово-



**Рис. 1.** Схема положения Монголо-Охотского орогенного пояса в структуре Центрально-Азиатского орогена, а также соотношения террейнов в центральной части МОП по [7, 8]. 1 – Западно-Становой террейн (ЗСТ); 2 – Каменский островодужный террейн (КМ); 3 – Ононский террейн аккреционного клина (ОН); 4 – Аргунский супертеррейн (АРГ); 5 – отложения уртуйской свиты; 6 и 7 – надвиги и разломы, ограничивающие МОП; 8 – положение объектов исследования: 1 – каменская свита; 2 – уртуйская свита.

дужных вулканитах обеих свит указывают на непосредственную связь этих магматических образований с деплетированным изотопным мантийным источником. В то же время величины  $T_{Nd(DM)}$  вулканитов, лежащие в пределах 773–939 млн лет и заметно превышающие оценки геологического возраста пород, могут служить указанием на некоторое влияние рециклированного осадочного материала, вовлекавшегося в процессы магмогенерации в процессе субдукции.

Поступление ювенильного вулканогенного материала в бассейн осадконакопления должно было сказаться на изотопных характеристиках осадков, накапливавшихся вблизи островных дуг и (или) активных континентальных окраин. Туфоалевролиты каменской свиты имеют положительные значения  $\epsilon_{Nd(254MA)} = +2.8-(+3.5)$  при  $T_{Nd(DM)} = 938-993$  млн лет, что полностью сопоставимо с изотопными характеристиками вулканитов и указывает на ювенильный характер ис-

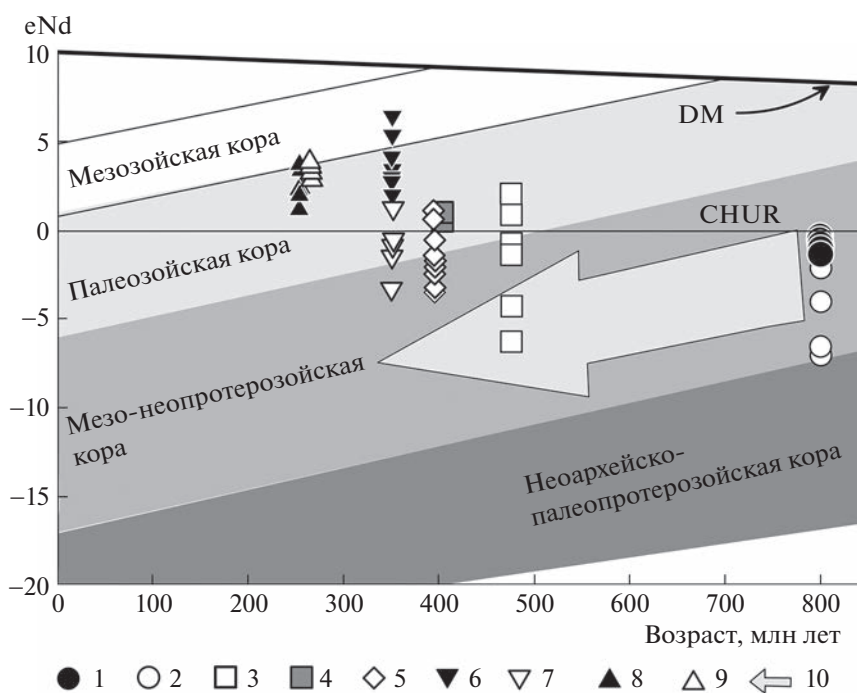


**Рис. 2.** Мультикомпонентная диаграмма для базальтов каменской (1) и уртуйской (2) свит. В качестве эталонов островодужных базальтов показаны составы базальтов вулкана Толбачик нормальной калиево-сти (3) и высококалиевого (4) по [11]. Нормирование проводилось к составу примитивной мантии по [12].

точника вещества осадков. В отличие от осадочных пород каменской свиты, исследованные туфоалевролиты уртуйской свиты имеют более низкие величины  $\epsilon_{Nd(350MA)} = +1.0 - (-3.4)$  при су-

щественно более древних модельных Nd-изотопных возрастах —  $T_{Nd(DM)} = 1142 - 1408$  млн лет. Это свидетельствует о существенной доле более древнего рециклированного корового вещества в источнике сноса уртуйской свиты по сравнению с каменской. Таким источником могли служить позднерифейские образования Аргунского террейна, представленные гранитоидами урулюнгуевского комплекса и осадочными отложениями даурской серии. Гранитоиды характеризуются  $\epsilon_{Nd(800MA)} = -0.4 - (-1.7)$  при  $T_{Nd(DM)} = 1550 - 1720$  млн лет [15], тогда как метаосадочные породы имеют  $\epsilon_{Nd(t)} = -2.0 - (-7.0)$  при  $T_{Nd(DM2)} = 1657 - 2063$  млн лет [16] (рис. 3).

Более широко масштаб добавленного рециклированного корового вещества в бассейн осадконакопления может быть определен благодаря привлечению данных об изотопном составе Nd в метаосадочных породах аккреционного клина МОП (рис. 3). Последний представлен главным образом породами ононской, чиндانتской и усть-борзинской свит, объединенными в составе Ононского террейна [8]. Возраст первой свиты может быть определен как ордовикский [18], а двух других — как девонский [19]. Изотопный состав Nd в этих породах характеризуется главным



**Рис. 3.** Диаграмма  $\epsilon_{Nd}$  — Возраст для пород вулканогенно-осадочных и интрузивных образований Забайкальской части Монголо-Охотского орогенного пояса. 1 — граниты урулюнгуевского комплекса Аргунского супертеррейна [15]; 2 — метаосадочные породы Даурской серии Аргунского супертеррейна [16]; 3 — метаосадочные породы ононской свиты Ононского террейна аккреционного клина; 4 — метаосадочные породы чиндانتской свиты Ононского террейна аккреционного клина; 5 — метаосадочные породы усть-борзинской свиты Ононского террейна аккреционного клина; 6 — вулканиты уртуйской свиты; 7 — осадочные породы уртуйской свиты; 8 — вулканиты каменской свиты; 9 — осадочные породы каменской свиты; 10 — тренд эволюции во времени изотопного состава Nd магматических и метатерригенных пород Аргунского супертеррейна. Границы областей коровой эволюции изотопного состава Nd даны по [17].

образом отрицательными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -0.3 - (-7.0)$  при  $T_{\text{Nd(DM-2)}} = 1100 - 1770$  млн лет, что свидетельствует о присутствии значительной доли рециклированного корового вещества, сопоставимого с позднерифейскими образованиями Аргунского террейна. Некоторая часть метаосадочных пород имеет слаболожительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = +0.7 - (+2.0)$ , что является признаком присутствия ювенильной коровой компоненты.

Проведенные Sm–Nd-изотопные исследования вулканитов островодужной природы каменной и ургуйской свит Забайкальской части МОП позволяют определить параметры ювенильной коры орогенного пояса, которая характеризуется положительными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  и модельными возрастами  $T_{\text{Nd(DM)}} < 1000$  млн лет. Эта оценка в полной мере согласуется с Sm–Nd-изотопными характеристиками ювенильной коры ЦАОП [20]. В составе метаосадочных пород аккреционного клина МОП существенно преобладает рециклированное коровое вещество, источником которого, вероятно, являются позднерифейские комплексы Аргунского супертеррейна.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00775. При выполнении работы использовались ресурсы ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
2. *Windley B.* The evolving continents. 3rd edition. John Wiley & Sons. Chichester, 1995. 526 p.
3. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Коробразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm–Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
4. *Jahn B.M., Wu F.Y., Chen B.* Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Epi-sodes*. 2000. V. 23. № 2. P. 82–92.
5. *Jahn B.M.* The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in Phanerozoic // *Geology Society*. London. Special Publication. 2004. V. 226. P. 73–100.
6. *Kroner A., Kovach V., Alexeiev D., et al.* No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // *Gondwana Research*. 2017. V. 50. P. 135–166.
7. *Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская Геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
8. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Централь-ной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
9. *Дриль С.И., Кузьмин М.И.* Геохимия пород Береинской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // ДАН. 1998. Т. 360. № 2. С. 241–245.
10. *Дриль С.И., Лохов И.К., Куриленко А.В. и др.* Sr–Nd изотопно-геохимическая характеристика и U–Pb геохронология пород островодужных комплексов Монголо-Охотского складчатого пояса // Современные проблемы геохимии. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 95-летию академика Л.В. Таусона. 22–26 октября 2012 г. Иркутск. Т. 2. С. 220–223.
11. *Churikova T., Dorendorf F., Worner G.* Source and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. № 8. P. 1567–1593.
12. *McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253.
13. *Попеко Л.И.* Карбон Монголо-Охотского орогенного пояса. Владивосток: Дальнаука, 2000. 124 с.
14. *Yang Y.-H., Chu Zh. Y., Wu F.-Y., et al.* Precise and accurate determination of Sm, Nd concentrations and Nd isotopic compositions in geological samples by MC-ICP-MS // *J. Anal. At. Spectrom.* 2010. V. 26. P. 1237–1244.
15. *Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б. и др.* Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U–Pb, Rb–Sr и Sm–Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология Рудных Месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 553–571.
16. *Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Смирнов Ю.В. и др.* Источники кластического материала и условия накопления осадочных пород Даурской серии Аргунского континентального массива // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 1. С. 13–31.
17. *Gordienko I.V.* The role of island-arc oceanic, collisional and intraplate magmatism in the formation of continental crust of the Mongolia-Transbaikalia region: geostructural, geochronological and Sm–Nd isotope data // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2021. V. 12 (1). P. 1–47.
18. *Булгатов А.Н., Климук В.С., Шивохин Е.А.* Кулиндская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс) // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 54–60.
19. *Руженцев С.В., Некрасов Г.Е.* Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
20. *Wang T., Tong Y., Zhang L., et al.* Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. V. 145. P. 368–392.

## ISOTOPE Sm–Nd JUVENILE CRUST CHARACTERISTICS OF THE CENTRAL PART OF MONGHOL-OKHOTSK OROGENIC BELT

S. I. Dril<sup>a, #</sup>, Academician of the RAS M. I. Kuzmin<sup>a</sup>, Ju. V. Noskova<sup>a</sup>, and O. V. Zarubina<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

<sup>#</sup> E-mail: sdril@igc.irk.ru

In the Phanerozoic, the production of the continental crust was associated with convergent geodynamic settings and, therefore, with intracontinental orogenic belts developed after the closure of paleoceans. Evaluation of the proportions of juvenile versus older recycled material is a key parameter for understanding how the crust in orogens formed and evolved. The Mongol-Okhotsk orogenic belt is one of the major structural part of Central Asia. Its central – Trans-Baikal part contains the well-reserved fragments of island-arc system as well as the entire spectrum of accretionary prism formations, allowing evaluation of the proportions of juvenile to recycled sedimentary material in the crust of this orogen. In this part of the belt, the best preserved fragments of juvenile crust are the Late Paleozoic volcanogenic-sedimentary sequences of the Kamensk and Urtui suites. The first suite is an indicator of the subduction along the northwestern margin of the Mongol-Okhotsk Paleocan beneath the Siberian paleocontinent, and the second one is an indicator of the subduction along the southeastern beneath the Argun superterrane. The entire compositional spectrum of volcanics from basalts to rhyolites demonstrate positive values  $\epsilon_{\text{Nd}(254\text{MA})} = +1.4-(+3.8)$  and  $T_{\text{Nd}(\text{DM})} = 896-920$  MA. The basalts of the Urtui formation are also characterized by positive  $\epsilon_{\text{Nd}(350\text{MA})}$  values, lying in the range of  $+1.7-(+6.0)$  at  $T_{\text{Nd}(\text{DM})} = 773-939$  MA. Therefore, the juvenile crust of the orogenic belt is characterized by positive  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  values and model  $T_{\text{Nd}(\text{DM})}$  age of  $<1000$  Ma. The meta-sedimentary rocks of the accretion wedge of the Mongol-Okhotsk orogenic belt are significantly dominated by older recycled crustal material, whose source is likely the Late-Riphean formations of the Argun superterrane.

**Keywords:** Monghol-Okhotsk orogenic belt, juvenile crust, Nd isotope, Sm-Nd isotopic model age, island arcs, accretionary wedge

УДК 550.42(470.5)

# ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МЕДИ Pt–Fe-МИНЕРАЛОВ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

© 2023 г. К. Н. Малич<sup>1,\*</sup>, Н. Г. Солошенко<sup>1</sup>, академик РАН С. Л. Вотяков<sup>1,\*\*</sup>,  
И. Ю. Баданина<sup>1</sup>, Т. Г. Окунева<sup>1</sup>, А. Р. Сидорук<sup>1</sup>

Поступило 30.11.2022 г.

После доработки 23.12.2022 г.

Принято к публикации 28.12.2022 г.

С целью идентификации источника меди впервые в мировой практике охарактеризованы особенности Cu-изотопного состава Pt–Fe-минералов Нижнетагильского массива на Среднем Урале – мирового эталона зональных комплексов уральского типа. Для выявления химического и изотопного состава Pt–Fe-минералов использованы методы, включающие рентгеноспектральный микроанализ, химическую пробоподготовку с селективным выделением меди из раствора исследуемого образца и последующим высокоточным определением значения  $\delta^{65}\text{Cu}$  с помощью мультиколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Подавляющее большинство минералов платиновой группы (МПГ) из коренных месторождений Нижнетагильского массива, представленных хромититами Александровского и Крутого логов, образованы Pt–Fe-минералами, среди которых доминирует высокотемпературная железистая платина ( $\text{Pt}_2\text{Fe}$ ) с включениями Os–Ir-сплавов и лаурита ( $\text{RuS}_2$ ). Концентрации меди в изученных образцах железистой платины изменяются в пределах 0.4–1.4 мас. % Cu. Значения  $\delta^{65}\text{Cu}$  для данных Cu-содержащих МПГ варьируют в диапазоне от  $-0.37$  до  $0.26\text{‰}$ . Наложенный низкотемпературный парагенезис МПГ представлен твердыми растворами ряда тетраферроплатина ( $\text{PtFe}$ ) – туламинит ( $\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$ ). Концентрации меди в данных МПГ варьируют в пределах 6.8–11.3 мас. %; значения  $\delta^{65}\text{Cu}$  характеризуются облегченными изотопными составами меди в диапазоне от  $-1.15$  до  $-0.72\text{‰}$ . Облегчение изотопного состава меди во вторичных Cu-содержащих МПГ по сравнению с таковым в железистой платине ( $\delta^{65}\text{Cu} = -1.01 \pm 0.17\text{‰}$ ,  $n = 8$  и  $\delta^{65}\text{Cu} = 0.03 \pm 0.23\text{‰}$ ,  $n = 7$  соответственно) свидетельствует о вторичной природе изотопных вариаций, обусловленных эволюцией состава рудообразующего флюида при низкотемпературном формировании минералов ряда тетраферроплатина ( $\text{PtFe}$ ) – туламинит ( $\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$ ).

**Ключевые слова:** Pt–Fe-минералы, железистая платина, минералы ряда тетраферроплатина ( $\text{PtFe}$ ) – туламинит ( $\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$ ), изотопный состав меди, Нижнетагильский массив, Средний Урал

**DOI:** 10.31857/S2686739722602721, **EDN:** NYPQBV

Значительная часть клинопироксенит-дунитовых массивов зонального типа сосредоточена в России (Урал, Дальний Восток, Восточная Сибирь). Их характерный признак – наличие дунитовых “ядер”, клинопироксенитовых оторочек и россыпных месторождений платины. Наиболее значимые россыпные месторождения платины пространственно связаны с Нижнетагильским, Светлоборским и Вересовоборским клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала [1, 2]. Данные зональные массивы входят в состав Платиноносного пояса Урала, который расположен

вдоль 60 меридиана более чем на 900 км. Подавляющее большинство МПГ их коренных и россыпных платинометаллических месторождений образованы Pt–Fe-минералами, среди которых доминируют высокотемпературные железистая платина ( $\text{Pt}_2\text{Fe}$ ) и изоферроплатина ( $\text{Pt}_3\text{Fe}$ ) с включениями Os–Ir-сплавов, Ru–Os-сульфидов ряда лаурит–эрликманит ( $\text{RuS}_2\text{–OsS}_2$ ), Ir–Rh-сульфидов ряда кашинит–боуит ( $\text{Ir}_2\text{S}_3\text{–Rh}_2\text{S}_3$ ) и Ir–Rh-тиошпинелями ряда купроиридсит–купродсит–ферродорсит ( $\text{CuIr}_2\text{S}_4\text{–CuRh}_2\text{S}_4\text{–FeRh}_2\text{S}_4$ ) [3–6]. Наложенный низкотемпературный парагенезис МПГ, связанный с серпентинизацией [4, 7, 8], представлен твердыми растворами ряда тетраферроплатина ( $\text{PtFe}$ )–туламинит ( $\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$ )–ферроникельплатина ( $\text{PtNi}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$ ) и Pt–Cu-сплавами.

Понимание главных событий платинометаллического рудообразования невозможно без анализа

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии

им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения  
Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

\*E-mail: dunite@yandex.ru

\*\*E-mail: vsl.yndx@yandex.ru

источников и поведения главных рудообразующих компонентов, слагающих платинометаллические руды, а именно платины, осмия, серы и меди. В отличие от данных Re–Os-изотопии [9], которые ранее позволили охарактеризовать различные источники вещества и полистадийную природу платинометаллического минералообразования, изотопная систематика платины, серы и меди для платиноидной минерализации данного типа геологических объектов до сих пор остается не изученной.

Цель настоящей работы — исследование изотопного состава меди Pt–Fe-минералов из коренных месторождений платиноносного Нижнетагильского массива на Среднем Урале — мирового эталона зональных комплексов уральского типа [3, 7, 10, 11].

### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗЦЫ

Нижнетагильский массив расположен в южной части Платиноносного пояса Урала в 150 км к северо-западу от г. Екатеринбурга (рис. 1). Массив образует в плане вытянутое в субмеридиональном направлении грушевидное тело протяженностью около 14 км, при ширине выходов около 6 км (рис. 1). Центральная часть массива сложена дунитами площадью около 29 кв. км. Большая часть хромит-платиновых проявлений локализована вдоль западного и юго-западного склона и подножья горы Соловьева [3, 10]. В этой части массива выявлены наиболее значимые платиновые месторождения (Госшахта, Крутой лог, Александровский лог); они маркируют зону перехода между пегматоидными и крупнозернистыми дунитами центральной части массива и средне- и мелкозернистыми разновидностями дунитов периферии. Значительная часть хромититов обогащена платиноидами (1480.7–2682 мг/т [13]), где платина (1297–2434 мг/т) доминирует над другими элементами платиновой группы (ЭПГ). Из-за небольших размеров хромит-платиновых рудопроявлений они не имеют промышленной значимости.

В настоящей работе изучены Pt–Fe-минералы из прожилково-вкрапленных обособлений хромититов, приуроченных к краевым участкам развития крупнозернистых дунитов центральной части массива, соответственно в районе Крутого и Александровского логов (рис. 1, рис. 2 а, б). Всего проанализировано 15 образцов Pt–Fe-минералов, входящих в состав как первичной (7 образцов), так и вторичной минеральной ассоциации МПГ (8 образцов).

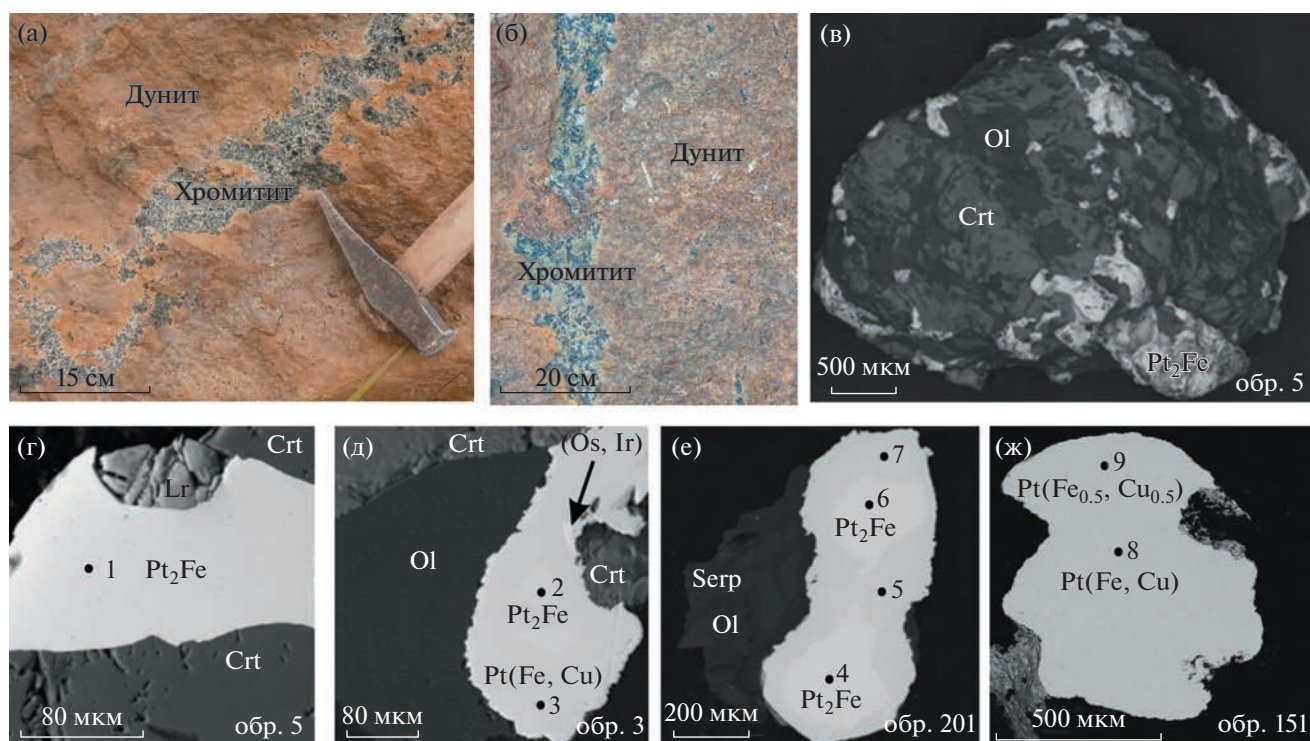
### МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические исследования выполнены в ЦКП “Геоаналитик” Института геологии и гео-

химии УрО РАН, дооснащение и комплексное развитие которого осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение № 075-15-2021-680). Морфология и химический состав МПГ изучены с использованием сканирующего электронного микроскопа JSM-6390L с энергодисперсионной приставкой “INCA Energy” 450 X-Max 80 и рентгеноспектрального микроанализатора “CAMECA” SX 100. В качестве стандартных образцов использовались чистые металлы Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Ni, халькопирит и сплав InAs; количественный анализ проводился по линиям  $OsM\alpha$ ,  $IrL\alpha$ ,  $RuL\alpha$ ,  $RhL\alpha$ ,  $PtL\alpha$ ,  $PdL\beta$ ,  $NiK\alpha$ ,  $FeK\alpha$ ,  $CuK\alpha$ ,  $SK\alpha$ ,  $AsL\alpha$  с учетом их возможных наложений ( $RuL\alpha$  на  $AsL\alpha$ ,  $RuL\beta$  на  $RhL\alpha$ ,  $IrL\alpha$  на  $CuK\alpha$  и др.). Ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока пучка электронов — 20 нА, диаметр точки анализа 1–2 мкм. Всего выполнено 190 анализов.

Методика определения  $\delta^{65}Cu$  включала в себя селективное хроматографическое выделение Cu из раствора исследуемой пробы Pt–Fe-минерала с последующим определением изотопного отношения  $^{65}Cu/^{63}Cu$  на мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Neptune Plus (“Thermo Fisher”). Детальное описание методики представлено в работе [14]; разложение и хроматографическое выделение проводилось в блоке чистых помещений (класс 1000, ИСО 6) и ламинарных боксах (класс 100, ИСО 5). Стадия разложения Pt–Fe-минералов (0.00n мг) включала их растворение в концентрированной азотной кислоте. Для хроматографического выделения чистой фракции Cu использовалась ионообменная смола AG MP-1 (Bio-Rad inc., США) [15]; схема выделения описана в [14]. Измерение изотопных отношений  $^{65}Cu/^{63}Cu$  в аналитической фракции меди проведено методом бреккетинга на масс-спектрометре Neptune Plus, с использованием международного стандарта изотопного состава меди NIST SRM 976 при следующей последовательности операций: холостой опыт (3%-й раствор  $HNO_3$ ) → стандарт NIST SRM 976 → исследуемый образец МПГ (3%-й азотнокислый раствор минерала) → стандарт NIST SRM 976. Каждое единичное измерение изотопного состава Cu состояло из 60 циклов, полученных при восьмисекундной интеграции с измерением базовой линии в течение 30 с. Значение  $\delta^{65}Cu$  вычислялось как  $[(^{65}Cu/^{63}Cu)_{обр}/(^{65}Cu/^{63}Cu)_{std} - 1] \times 1000\text{‰}$ ; точность определения составляла  $\pm 0.14\text{‰}$  (2 $\sigma$ ). Для контроля всей аналитической процедуры и оценки правильности определения  $\delta^{65}Cu$  использованы международные стандартные образцы горных пород USGS AGV-2 и BHVO-2; измеренные значения  $\delta^{65}Cu$  составили для них  $0.14 \pm 0.04$  (2 SD,  $n = 5$ ) и  $0.12 \pm 0.04\text{‰}$  (2 SD,  $n = 5$ ),





**Рис. 2.** Морфологические особенности: (а, б) прожилково-вкрапленных хромитов и (в) железистой платины ( $Pt_2Fe$ ) в ассоциации с хромитом (Crt) и оливином (Ol) из хромитов Крутого лога Нижнетагильского массива. Особенности внутреннего строения МПГ из хромитов Крутого (г, д, ж) и Александровского логов (е).  $Pt_2Fe$  – железистая платина, Lg – лаурит, (Os, Ir) – Ir-содержащий осмий,  $Pt(Fe, Cu)$  – минералы ряда тетраферроплатина–туламинит,  $PtFe_{0.5}Cu_{0.5}$  – туламинит, Crt – хромит, Ol – оливин и Serp – серпентин. Изображения (в–ж) в обратнорассеянных электронах. 1–9 – места проведения рентгеноспектральных микроанализов (номера соответствуют таковым в табл. 1).

соответственно, что удовлетворительно согласуется с данными, представленными в базе (GeoRem database).

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МПГ

Подавляющее большинство МПГ хромитов Крутого и Александровского логов представлено Pt–Fe-минералами размером 10–2000 мкм (рис. 2 в); для зёрен типичны значительные вариации состава. Доминирующей является ассоциация МПГ, представленная твердым раствором состава  $Pt_2Fe$  (где Pt – сумма ат. % ЭПГ; Fe – сумма ат. % Fe, Cu и Ni, рис. 2 г–ж, 3, табл. 1, № 1–2, 4, 6), минералами изоморфного ряда тетраферроплатина (PtFe)–туламинит ( $PtFe_{0.5}Cu_{0.5}$ ) (рис. 2 д–ж, 3, табл. 1, № 3, 5, 7, 8) и туламинитом ( $PtFe_{0.5}Cu_{0.5}$ ) (рис. 2 ж, 3, табл. 1, № 9). В виде включений диагностированы лаурит (рис. 2 г) и Ir-содержащий осмий (рис. 2 д). В твердом растворе состава  $Pt_2Fe$  преобладают Pt (80–83 мас. %) и Fe (11–13 мас. %) (табл. 1, рис. 3), с заметными концентрациями Ir (до 4.6 мас. % = 3.5 ат. %), но меньшим содержанием Cu (0.4–1.4 мас. %), Ni (0.3–0.4 мас. %), Rh (0.8–1.1 мас. %) и Os (0.3–0.4 мас. %). По химическому составу данный минерал соответствует же-

лезистой платине, характеризующейся неупорядоченной гранецентрированной кубической структурой  $Fm\bar{3}m$  [16]. Содержание меди в минералах изоморфного ряда тетраферроплатина (PtFe)–туламинит ( $PtFe_{0.5}Cu_{0.5}$ ) варьирует в пределах 6.8–11.3 мас. %, достигая в туламините 12.3 мас. % (табл. 1, № 9).

**Изотопный состав Cu.** Для образцов железистой платины значения  $\delta^{65}Cu$  варьируют от –0.37 до 0.31‰ (среднее значение 0.03‰,  $n = 7$ , стандартное отклонение 0.23‰, табл. 2, рис. 4). Минералы изоморфного ряда тетраферроплатина (PtFe)–туламинит ( $PtFe_{0.5}Cu_{0.5}$ ) характеризуются облегченными изотопными составами меди ( $\delta^{65}Cu = -1.15...-0.72‰$ , среднее значение –1.01‰,  $n = 8$ , стандартное отклонение 0.17‰, табл. 2, рис. 4).

Следуя работам ([17, 18] и ссылки в них), можно отметить следующие особенности вариаций изотопного состава Cu, характерные для различных рудообразующих систем: (1) Cu-содержащие минералы имеют близкие к нулю значения  $\delta^{65}Cu$ ; (2) диапазон вариаций  $\delta^{65}Cu$  в большинстве геологических образований превышает 1‰; (3) минералы, испытавшие низкотемпературные окислительно-восстановительные процессы, имеют

**Таблица 1.** Типичные химические составы Pt–Fe-минералов из хромититов Нижнетагильского массива (данные рентгеноспектрального микроанализа)

| Место-рождение | Крутой лог |        |        | Александровский лог |       |       |       | Крутой лог |       |
|----------------|------------|--------|--------|---------------------|-------|-------|-------|------------|-------|
| № анализа      | 1          | 2      | 3      | 4                   | 5     | 6     | 7     | 8          | 9     |
| № образца      | 5          | 7      | 7      | 201                 | 201   | 201   | 201   | 151        | 151   |
| Рисунок        | 2г         | 2д     | 2д     | 2е                  | 2е    | 2е    | 2е    | 2ж         | 2ж    |
| Мас. %         |            |        |        |                     |       |       |       |            |       |
| Fe             | 11.44      | 11.97  | 14.67  | 12.84               | 12.78 | 12.55 | 13.76 | 12.36      | 11.37 |
| Ni             | 0.27       | 0.35   | 0.31   | 0.40                | 0.31  | 0.37  | 0.44  | 0.20       | 0.15  |
| Cu             | 1.41       | 0.65   | 7.86   | 1.03                | 10.65 | 1.11  | 9.30  | 10.48      | 12.35 |
| Ru             | <п.о.      | 0.24   | <п.о.  | 0.11                | 0.11  | 0.13  | 0.11  | <п.о.      | <п.о. |
| Rh             | 0.76       | 1.08   | 0.79   | 0.77                | 0.66  | 0.83  | 0.75  | 0.98       | 0.90  |
| Pd             | 0.28       | 0.45   | 0.55   | <п.о.               | <п.о. | <п.о. | <п.о. | <п.о.      | <п.о. |
| Os             | 0.31       | 0.20   | <п.о.  | 0.31                | 0.26  | 0.36  | 0.25  | 0.24       | 0.27  |
| Ir             | 2.48       | 4.65   | 3.56   | 4.18                | 4.02  | 4.61  | 4.50  | 6.29       | 4.61  |
| Pt             | 83.09      | 80.48  | 72.46  | 80.18               | 71.07 | 80.03 | 70.69 | 69.31      | 70.26 |
| Сумма          | 100.04     | 100.07 | 100.20 | 99.82               | 99.86 | 99.99 | 99.80 | 99.86      | 99.91 |
| Ат. %          |            |        |        |                     |       |       |       |            |       |
| Fe             | 30.04      | 31.27  | 33.06  | 33.04               | 28.76 | 32.38 | 30.97 | 28.07      | 25.61 |
| Ni             | 0.67       | 0.87   | 0.66   | 0.98                | 0.66  | 0.91  | 0.94  | 0.43       | 0.32  |
| Cu             | 3.24       | 1.50   | 15.58  | 2.33                | 21.06 | 2.52  | 18.39 | 20.91      | 24.46 |
| Ru             | 0.00       | 0.35   | 0.00   | 0.16                | 0.14  | 0.19  | 0.14  | 0.00       | 0.00  |
| Rh             | 1.08       | 1.53   | 0.97   | 1.07                | 0.80  | 1.17  | 0.91  | 1.21       | 1.10  |
| Pd             | 0.39       | 0.61   | 0.65   | 0.00                | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00       | 0.00  |
| Os             | 0.24       | 0.15   | 0.00   | 0.23                | 0.17  | 0.27  | 0.16  | 0.16       | 0.18  |
| Ir             | 1.89       | 3.53   | 2.33   | 3.12                | 2.63  | 3.45  | 2.94  | 4.15       | 3.02  |
| Pt             | 62.45      | 60.19  | 46.75  | 59.07               | 45.78 | 59.11 | 45.55 | 45.07      | 45.31 |
| Сумма ЭПГ      | 66.05      | 66.36  | 50.70  | 63.65               | 49.52 | 64.19 | 49.70 | 50.59      | 49.61 |
| Fe + Cu + Ni   | 33.95      | 33.64  | 49.30  | 36.35               | 50.48 | 35.81 | 50.30 | 49.41      | 50.39 |

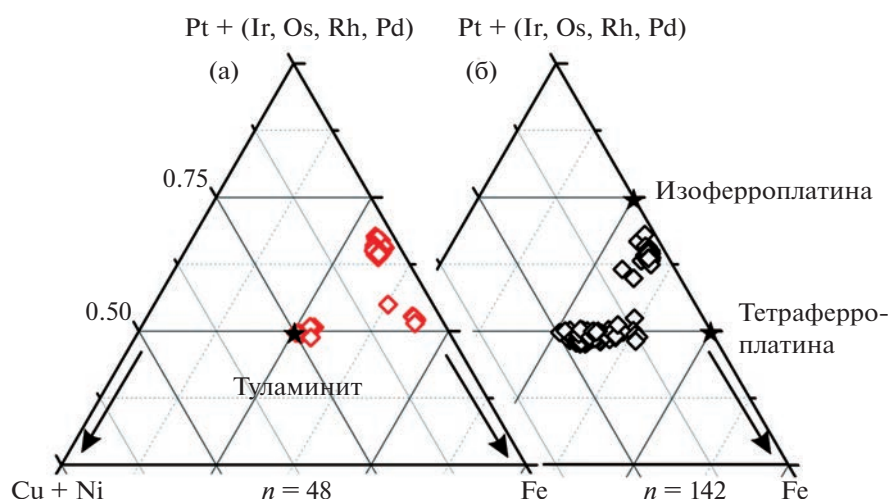
Примечание. Железистая платина (ан. 1, 2, 4, 6), минералы ряда тетраферроплатина–туламинит (ан. 3, 5, 7, 8), туламинит (ан. 9); <п.о. – ниже предела обнаружения; пределы обнаружения составили (мас. %) Os – 0.15, Ru – 0.07, Rh – 0.27, Pd – 0.22.

значительно более переменные значения  $\delta^{65}\text{Cu}$ , чем минералы, образовавшиеся при высоких температурах.

Наличие включений лаурита и Ir-содержащего осмия в железистой платине Нижнетагильского массива, а также соотношения фаз равновесия Os-содержащих сплавов, основанные на бинарной системе Os–Ir [19], свидетельствуют об их высокой температуре образования. Широкое распространение реакционных кайм, состоящих из минералов изоморфного ряда тетраферроплатина (PtFe)–туламинит ( $\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$ ), которые замещают высокотемпературную железистую платину, свидетельствует об их вторичном происхождении; при этом предполагается [7], что источником меди являлись медь-содержащие сульфиды,

а источником Fe и Ni – оливин. Формирование данной низкотемпературной ассоциации МПГ большинство исследователей связывает с серпентинизацией ультрамафитов [7, 8].

Показано [20], что окислительно-восстановительные реакции играют важную роль во фракционировании изотопов Cu при низких температурах. Например, вариации изотопного состава меди в первичных и вторичных Cu-содержащих минералах могут быть обусловлены фракционированием между различными сложными соединениями в растворе [15] или связаны с влиянием изотопно различных флюидов при гидротермальных процессах [20]. В данном контексте облегчение изотопного состава Cu во вторичных Cu-содержащих МПГ по сравнению с таковым в желе-



**Рис. 3.** Химические составы Pt–Fe-минералов из россыпей (а) и хромититов (б) Нижнетагильского массива в координатах Pt + (Ir, Os, Rh, Pd)–Cu + Ni–Fe, ат. %. Звездочки – исоферроплатина, тетраферроплатина и туламинит.

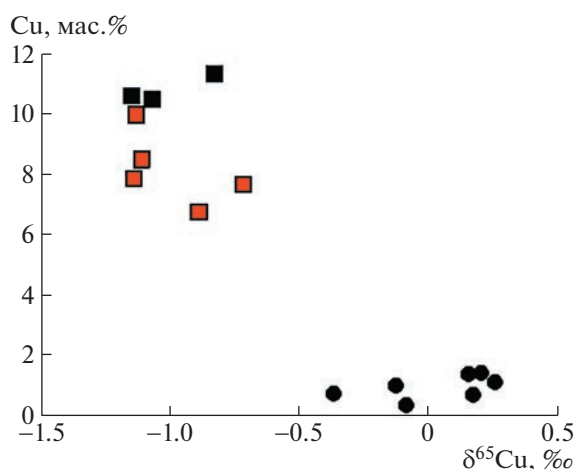
зистой платине ( $\delta^{65}\text{Cu} = -1.01 \pm 0.17\text{‰}$ ,  $n = 7$  и  $\delta^{65}\text{Cu} = 0.03 \pm 0.23\text{‰}$ ,  $n = 8$  соответственно) свидетельствует о вторичной природе изотопных вариаций, обусловленных эволюцией состава рудообразующего флюида при низкотемпературном формировании минералов ряда тетраферропла-

тина (PtFe)–туламинит ( $\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$ ). Таким образом, характер вариаций изотопного состава Cu может быть использован в качестве дополнительного маркера, позволяющего по-новому охарактеризовать условия формирования платинометальной минерализации.

**Таблица 2.** Изотопный состав меди Pt–Fe-минералов Нижнетагильского массива

| № анализа                                         | № образца | Минеральная ассоциация                   | $\delta^{65}\text{Cu}$ , ‰ |
|---------------------------------------------------|-----------|------------------------------------------|----------------------------|
| <i>Высокотемпературная минеральная ассоциация</i> |           |                                          |                            |
| 1                                                 | 5         | Железистая платина, лаурит, иридий осмий | 0.15                       |
| 2                                                 | 153       | Железистая платина                       | 0.20                       |
| 3                                                 | 105       | Железистая платина                       | –0.37                      |
| 4                                                 | 126       | Железистая платина                       | –0.13                      |
| 5                                                 | 30        | Железистая платина                       | 0.17                       |
| 6                                                 | 32        | Железистая платина                       | 0.26                       |
| 7                                                 | 33        | Железистая платина                       | –0.09                      |
| Среднее ( $n = 7$ )                               |           |                                          | $0.03 \pm 0.23$            |
| <i>Низкотемпературная минеральная ассоциация</i>  |           |                                          |                            |
| 8                                                 | 151       | Тетраферроплатина – туламинит, туламинит | –1.07                      |
| 9                                                 | 155       | Тетраферроплатина – туламинит, туламинит | –0.83                      |
| 10                                                | 131       | Тетраферроплатина – туламинит            | –1.15                      |
| 11                                                | 201       | Тетраферроплатина – туламинит            | –1.13                      |
| 12                                                | 202       | Тетраферроплатина – туламинит            | –1.14                      |
| 13                                                | 203       | Тетраферроплатина – туламинит            | –1.11                      |
| 14                                                | 226       | Тетраферроплатина – туламинит            | –0.72                      |
| 15                                                | 44        | Тетраферроплатина – туламинит            | –0.89                      |
| Среднее ( $n = 8$ )                               |           |                                          | $-1.01 \pm 0.17$           |

Примечание. Месторождение Крутого лога (ан. 1–10), месторождение Александровского лога (ан. 11–15).



**Рис. 4.** Изотопный состав меди Pt–Fe-минералов из хромитов Крутого и Александровского логов (символы черного и красного цвета соответственно). Железистая платина (круги), минералы изоморфного ряда тетраферроплатина–туламинит (квадраты). Точность определения  $\delta^{65}\text{Cu}$  составляла  $\pm 0.14\text{‰}$  ( $2\sigma$ ).

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимному рецензенту за конструктивные замечания, которые способствовали улучшению рукописи.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках научно-го проекта № 22-27-00140.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи, Ч. I–IV. Петроград, 1925. 692 с.
2. *Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Krivenko A.P.* Platinum-group element placers associated with Ural-Alaska type complexes // *Exploration for platinum-group element deposits (Mungall J.E. ed).* Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2005. V. 35. P. 113–143.
3. *Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд. Геологического комитета, 1928. 56 с.
4. *Auge T., Genna A., Legendre O., Ivanov K.S., Volchenko Yu.A.* Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // *Economic Geology*. 2005. V. 100. P. 707–732.
5. *Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu.* Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 67. P. 234–243.
6. *Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В.* Коренная платиноидная минерализация зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Россия) // *ДАН*. 2017. Т. 476. № 4. С. 440–444.
7. *Бетехтин А.Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.: Изд. АН СССР, 1935. 148 с.
8. *Генкин А.Д.* Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском массиве // *Геология рудных месторождений*. 1997. Т. 39. № 1. С. 41–48.
9. *Tessalina S.G., Malitch K.N., Augé T., Puchkov V.N., Belousova E., McInnes B.I.A.* Origin of the Nizhny Tagil clinopyroxenite-dunite massif (Uralian Platinum Belt, Russia): insights from PGE and Os isotope systematics // *Journal of Petrology*. 2015. V. 56. № 12. P. 2297–2318.
10. *Золотов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н.* Платино-метальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ОАО “Уральская геологосъемочная экспедиция”, 2001. 199 с.
11. *Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф.* Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // *Литосфера*. 2007. № 3. С. 28–65.
12. *Шмелёв В.Р., Филиппова С.Д.* Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) // *Геотектоника*. 2010. № 4. С. 65–86.
13. *Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю.* Контрастные минеральные ассоциации платиноидов хромитов Нижне-Тагильского и Гулинского массивов (Россия): состав, источники вещества, возраст // *ДАН*. 2011. Т. 441. № 1. С. 83–87.
14. *Okuneva T.G., Karpova S.V., Streletskaia M.V., Soloshenko N.G., Kiseleva D.V.* The method for Cu and Zn isotope ratio determination by MC ICP-MS using the AG MP-1 resin // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13 (2s).
15. *Maréchal C., Albarède F.* Ion-exchange fractionation of copper and zinc isotopes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. P. 1499–1509.
16. *Cabri L.J., Feather C.E.* Platinum-iron alloys: a nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // *Canadian Mineralogist*. 1975. V. 13. P. 117–126.
17. *Larson P.B., Maher K., Ramos F.C., Chang Z.S., Gaspar M., Meinert L.D.* Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments // *Chemical Geology*. 2003. V. 201. № 3–4. P. 337–350.
18. *Mathur R., Ruiz J., Casselman M.J., Megaw P., van Egmond R.* Use of Cu isotopes to distinguish primary and secondary Cu mineralization in the Canariaco Norte porphyry copper deposit, Northern Peru // *Mineralium Deposita*. 2012. V. 47. P. 755–762.
19. *Binary Alloy Phase Diagrams. Massalski T.B. (ed.)* Materials Park (Ohio): ASM Intern., 1993. 2224 p.
20. *Graham S., Pearson N., Jackson S., Griffin W., O'Reilly S.Y.* Tracing Cu and Fe from source to porphyry: in situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu-Au deposit // *Chemical Geology*. 2004. V. 207. P. 147–169.

## COPPER ISOTOPE COMPOSITION OF Pt-Fe MINERALS FROM THE NIZHNY TAGIL MASSIF, MIDDLE URALS: FIRST RESULTS

K. N. Malitch<sup>a,#</sup>, N. G. Soloshenko<sup>a</sup>, Academician of the RAS S. L. Votyakov<sup>a,##</sup>, I. Yu. Badanina<sup>a</sup>,  
T. G. Okuneva<sup>a</sup>, and A. R. Sidoruk<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Yekaterinburg, Russian Federation

<sup>#</sup> E-mail: dunite@yandex.ru

<sup>##</sup> E-mail: vsl.yndx@yandex.ru

In order to identify the source of copper, for the first time in world practice, the features of the Cu-isotopic composition of Pt–Fe minerals are characterized using the example of the Nizhny Tagil massif, the world standard of Ural-type zoned complexes. The chemical and isotopic composition of Pt–Fe minerals were determined by electron probe microanalysis, chemical sample preparation with selective separation of copper from the solution of the studied sample, and subsequent high-precision determination of the  $\delta^{65}\text{Cu}$  value using multiple-collector inductively coupled plasma mass-spectrometry. The majority of platinum group minerals (PGM) from bedrock deposits of the Nizhny Tagil massif, represented by chromitites of the Alexandrovsky and Krutoy logs, are formed by Pt–Fe minerals, among which high-temperature ferroan platinum ( $\text{Pt}_2\text{Fe}$ ) with inclusions of Os–Ir alloys and laurite ( $\text{RuS}_2$ ) dominates. The concentrations of copper in the studied samples of ferroan platinum vary in the range of 0.4–1.4 wt. % Cu. The  $\delta^{65}\text{Cu}$  values for Cu-bearing PGM vary in the range from  $-0.37$  to  $0.26\text{‰}$ . Secondary low-temperature PGM assemblage is represented by solid solutions of tetraferroplatinum (PtFe) – tulameenite ( $\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$ ) series. The concentrations of copper in these PGM vary in the range of 6.8–11.3 wt. %; the values of  $\delta^{65}\text{Cu}$  are characterized by lighter isotopic compositions of copper that range from  $-1.15$  to  $-0.72\text{‰}$ . The lightening of the Cu-isotopic composition in secondary Cu-bearing PGM compared with that in ferroan platinum ( $\delta^{65}\text{Cu} = -1.01 \pm 0.17$ ,  $n = 8$  and  $\delta^{65}\text{Cu} = 0.03 \pm 0.23$ ,  $n = 7$ , respectively) is consistent with the secondary nature of isotopic variations, due to the evolution of the composition of the ore-forming fluid during the low-temperature formation of the tetraferroplatinum (PtFe) – tulameenite ( $\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$ ) series.

**Keywords:** Pt-Fe minerals, ferroan platinum, tetraferroplatinum (PtFe) – tulameenite ( $\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$ ) series, Cu-isotope composition, Nizhny Tagil massif, Middle Urals

УДК 549

## РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЖЕРЕЛЬЕ: СОПОСТАВЛЕНИЕ С ОБЪЕКТАМИ “СУХОЛОЖСКОГО” ТИПА

© 2023 г. А. Е. Будяк<sup>1,2</sup>, Ю. И. Тарасова<sup>1,2,\*</sup>, академик РАН Н. А. Горячев<sup>1,4</sup>, А. В. Блинов<sup>1,2</sup>,  
А. В. Игнатъев<sup>3</sup>, Т. А. Веливецкая<sup>3</sup>, В. Д. Абрамова<sup>5</sup>, Д. Ю. Щербаков<sup>1</sup>

Поступило 18.10.2022 г.

После доработки 13.12.2022 г.

Принято к публикации 15.12.2022 г.

В пределах Ленской золоторудной провинции, кроме широко известных крупнообъемных месторождений золота “сухоложского” типа, таких как Сухой Лог, Вернинское и др. выделяется ряд объектов, существенно отличающихся по стратиграфической, минералого-петрографической, изотопной, геохимической характеристикам и объемам запасов. Наиболее известным из них является месторождение Ожерелье. В статье показаны основные характеристики месторождения Ожерелье, с выделением схожих и отличительных его черт с месторождениями “сухоложского” типа. Результаты, полученные в ходе минералого-петрографических и изотопных исследований, не дают оснований для отнесения месторождения Ожерелье к “сухоложскому” генетическому типу.

**Ключевые слова:** орогенные золоторудные месторождения, источники металлов, черносланцевые толщи, Байкало-Патомская провинция

**DOI:** 10.31857/S268673972260223X, **EDN:** NXIYAA

Ленская золоторудная провинция (ЛЗП) является одной из богатейших в России. Наиболее известными золоторудными месторождениями данной территории являются месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший, Вернинское, Красный. Согласно преобладающему в настоящее время мнению исследователей, все золоторудные месторождения в пределах Бодайбинского региона, связанные с черносланцевыми породами и сформированными в результате метаморфических преобразований верхнеордовикского–раннесилурийского времени, относятся к “сухоложскому” генетическому типу (СГТ), названному так по названию наиболее известного месторож-

дения гиганта Сухой Лог [1]. Тем не менее на территории ЛЗП расположен ряд объектов (Ожерелье, Догадлынская Жила, Кавказ, Копыловское), чья стратиграфическая позиция (юдомский стратиграфический горизонт), структурные и вещественные характеристики отличаются от перечисленных выше месторождений. Важной характеристикой данной группы месторождений является их относительно низкая продуктивность (запасы золота <10 т). Ввиду вышесказанного, данные объекты требуют дополнительного рассмотрения. Основной целью данной статьи является определение основных минералогических характеристик месторождения Ожерелье, с выделением схожих и отличительных черт месторождения с месторождениями СГТ, детально описанных в работах [2, 3].

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Ожерелье расположено в Бодайбинском районе Иркутской области в бассейне р. Маракан. Рудное поле месторождения локализовано в пределах Мамско-Бодайбинского синклинария, характеризующегося развитием линейно-складчатых и разрывных структурных комплексов. В пределах рудного поля месторождения, вмещающие породы, представлены метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой

<sup>1</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

<sup>3</sup> Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

<sup>4</sup> Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук, Магадан, Россия

<sup>5</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: j.tarasova84@yandex.ru

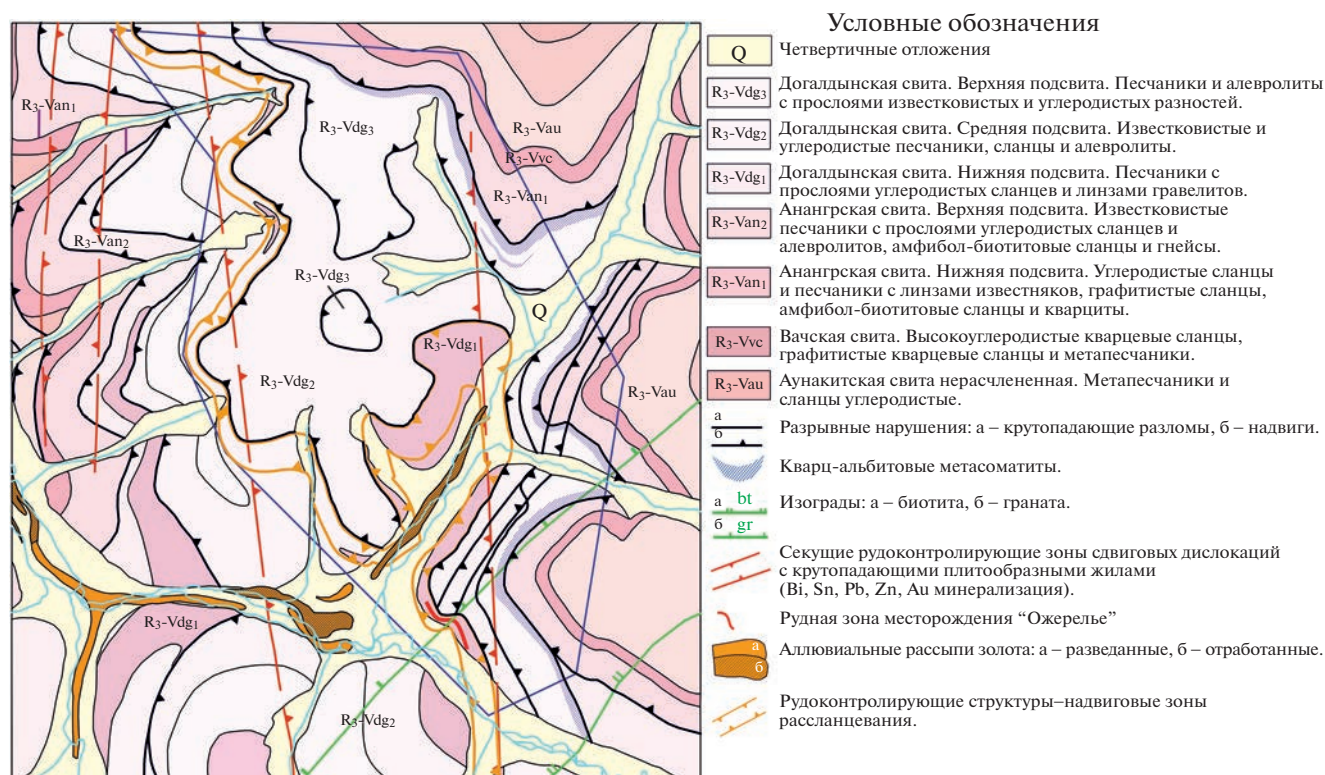


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Ожерелье [3].

и амфиболитовой фаций [3] метатерригенными отложениями юдомской группы (анангская и догалдынская свиты) эдиакарского периода неопротерозойской эры (560–540 млн лет) [4]. Накопление данных отложений происходило в изолированном морском бассейне типа “foreland”, формирование которого связано с непрерывной субдукцией-аккрецией крупных неопротерозойских террейнов (формирование орогена в южной части палеобассейна) к Сибирской платформе на ранней стадии развития центрального Азиатского складчатого пояса [5–7].

В структурном отношении рудное поле месторождения Ожерелье расположено в пределах северо-западного замыкания Маракано-Тунгусской синклинали Мамско-Бодайбинского синклинория. Рудная зона локализована в межнадвиговом пространстве, мощностью от 20 до 120 м.

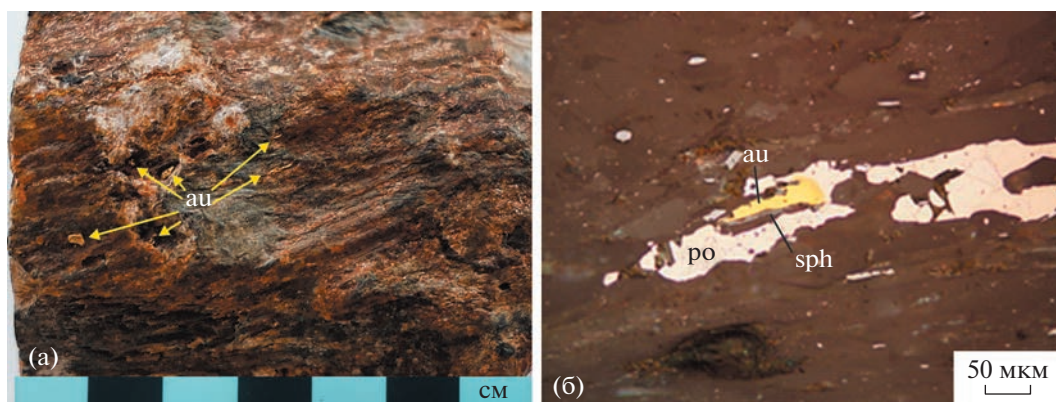
Вмещающие отложения догалдынской свиты сложены биотитовыми и хлорит-биотитовыми сланцами, в пределах которых отмечаются мусковит, кварц, кальцит, сидерит, анкерит, гранат, амфибол, кианит. Количество Fe–Mg-карбонатов достигает 10–30%. Содержание  $C_{орг}$  в отложениях догалдынской свиты варьирует от 0.5 до 2.6%.

Рудные тела представлены протяженными (первые сотни метров) золотоносными жильно-прожилковыми минерализованными зонами, ло-

кализованными в надвиговой зоне, крупной Маракано-Тунгусской синклинали (структура II порядка) [3]. Вмещающие черносланцевые породы нижней подсвиты догалдынской свиты (dg) представлены переслаиванием углеродсодержащих сланцев хлорит-кварц-мусковит-карбонатного, двуслюдяного мусковит-кварц-биотитового, кремнисто-слюдисто-карбонатного составов (рис. 1).

Золоторудная минерализация месторождения представляет собой зону интенсивной гидротермально-метасоматической переработки (минерализованные зоны), проявленной в виде Fe–Mg-карбонатизации и мусковитизации, на которую наложена золотоносная жильно-прожилковая минерализация. В пределах рудной зоны месторождения отмечается сочетание золотоносных жил и прожилков согласных со сланцеватостью с более поздними кососекущими жилами, не несущими рудной нагрузки.

Жилы и прожилки представлены несколькими генерациями, имеют различную морфологию и ориентировку. 1) Первая наиболее ранняя синметаморфическая генерация представлена кианит-кварцевыми жилами и прожилками. Мощность таких жил обычно не превышает 0.4–0.5 м, они могут как залегать субсогласно сланцеватости и слоистости, так и сечь ее под разными углами.



**Рис. 2** Самородное золото в рудах месторождения Ожерелье. а) Видимое золото в карбонат-кварцевом прожилке с ксенолитом интенсивно метаморфизованных черных сланцев; б) самородное золото в ассоциации с пирротинитом и сфалеритом.

2) Вторая (рудная) генерация представлена сидерит-кварцевыми жилами и прожилками, которые в основном и образуют рудную жильно-прожилковую зону. Данная генерация содержит основную массу рудной минерализации (пирротин, арсенопирит, сфалерит). 3) Третья генерация жил и прожилков — секущие по отношению к складчатой структуре жилы, имеющие обычно субвертикальное залегание и плитообразную морфологию, иногда с апофизами по сланцеватости. В ассоциации с данной кварц-карбонатной жильно-прожилковой генерацией отмечен новообразованный пирит.

Золотая минерализация приурочена к мало-сульфидным карбонатно-кварцевым жилам и зонам прожилкования в метасланцах, в основном к приконтактовым зонам и ксенолитам метасланцев в жилах (рис. 2 а). Рудные тела характеризуются отчетливыми геологическими границами — наличием значительного количества жильно-прожилкового материала и рыжим цветом рассланцованных пород за счет разложения Fe—Mg-карбонатов и сульфидных минералов. Устанавливается прямая зависимость между насыщенностью минерализованной зоны жильно-прожилковым материалом и золотоносностью: в рудных интервалах количество жильно-прожилкового материала достигает 5–15% (max — 30%). Сульфидная минерализация жильно-прожилкового материала имеет весьма убогое содержание и представлена пирротинитом, пиритом и марказитом, в меньшей степени распространены арсенопирит, халькопирит, ильменит, рутил, висмутин, турмалин, а также зерна видимого золота, которое в некоторых случаях встречается в ассоциации с пирротинитом, в единичных случаях со сфалеритом и арсенопиритом (рис. 2 б). Пирротинит и арсенопирит в зальбандах жил часто образуют скопления ксеноморфных и правильных кристаллов — как друг с другом, так и с золотом [8]. Отдельные золотины часто включа-

ют в себя вкрапленность пирротина, однако была отмечена и обратная ситуация, когда мелкие золотины обрастают пирротинитом. Золото может быть, как неправильной ветвистой, так и комковатой формы. Преобладающим размером, дающим весовые количества свободного металла, является крупность от 0.2 до 1.5 мм.

Золотоносные кварц-карбонатные жилы сложены ксенобластовыми зёрнами кварца удлиненной неправильной формы с неровными извилистыми границами, с размером зёрен в основном от  $3 \times 2$  — до  $4 \times 3$  мм (рис. 3). На стыке зёрен кварца и по трещинам внутри них отмечаются частицы углеродистого вещества и развиты единичные мелкие до  $0.2 \times 0.02$  мм пластинки мусковита. Сульфидная минерализация на месторождении Ожерелье проявлена слабо, доля сульфидов в пределах жильно-прожилкового материала составляет от 0.5 до 2%. Наиболее часто отмечаются линзы пирротина, в меньшей мере проявлены пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, марказит, а также единичные находки глаукодота. Рудные минералы образуют выделения удлиненной линзовидной неправильной формы с размерами около  $0.6 \times 0.4$  мм, расположенные согласно со сланцеватостью. Золото развивается по зальбандам кварцевых жил в ассоциации с железосодержащими карбонатными минералами и чешуйками мусковита, реже рудными минералами (пирротин, арсенопирит, сфалерит). Крупность золотинов может достигать 2 мм, редко 3 мм.

Пирит представлен двумя морфотипами. Реликты первичных фрамбоидов пирита-1 удалось установить, в единичных случаях. Они отмечаются в виде редких округлых включений в пирротинит или в виде самостоятельных округлых включений во вмещающих породах (рис. 4 а). Размер их не превышает 50 мкм. Состав минералов определен с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA 3 LMN, оснащён-

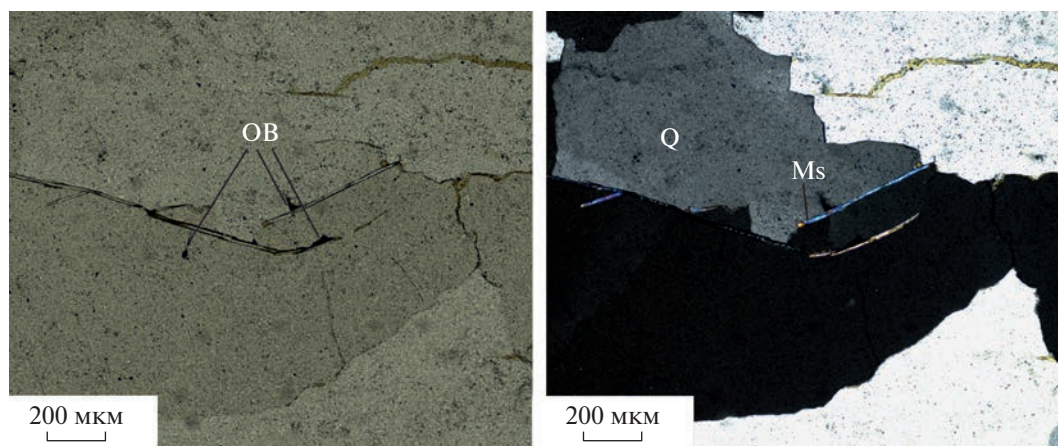


Рис. 3. Участок кварцевой жилы с органическим веществом и частичками мусковита в межзерновом пространстве.

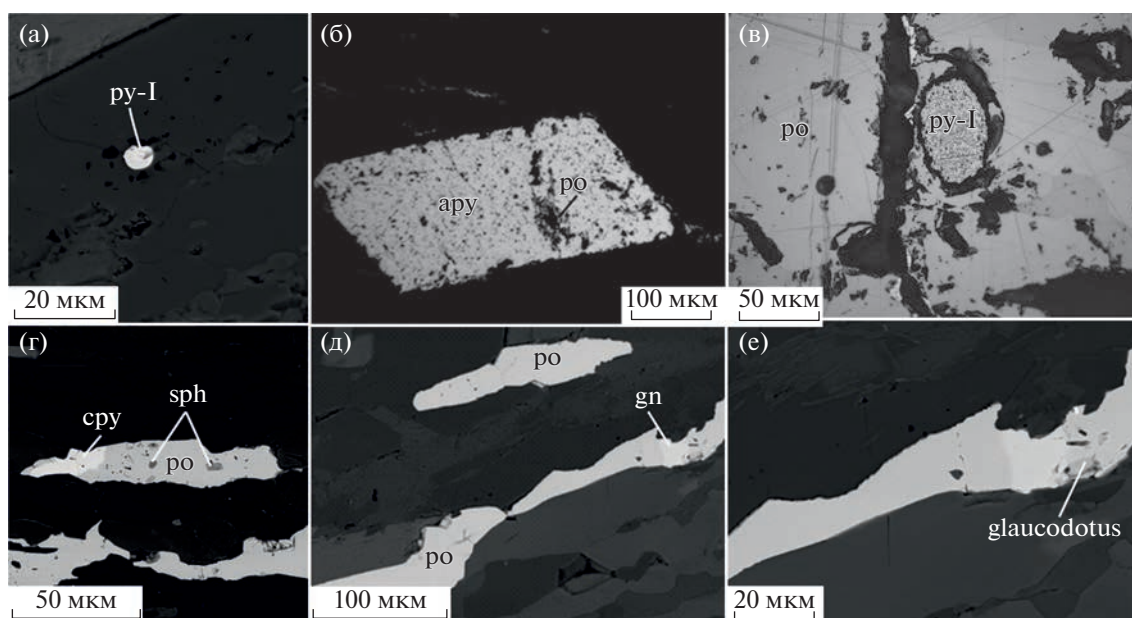


Рис. 4. Сульфиды месторождения Ожерелье: а – реликт фрамбоидного пирита-1; б – включение пирротина в ромбическом кристалле арсенопирита; в – реликты пирита-1 в пирротине; г – халькопирит и галенит в ассоциации с пирротинном; д – галенит в ассоциации с пирротинном; е – включение глаукодота в пирротине.

ного системой энергодисперсионного микроанализа AztecLive Advanced Ultim Max 40 (Oxford Instruments Analytical Ltd.) в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Подготовка материала проведена на анализаторе фрагментов микроструктуры твердых тел Минерал С7 с линией пробоподготовки в МНОЦ «Байкал». Результат микроанализа «Aztec Energy» XMax 50+ в ИГХ СО РАН приведен в табл. 1. В виде включений микронного размера отмечаются оксиды урана (настуран).

Арсенопирит на месторождении Ожерелье представлен редкими крупными ромбическими кристаллами размером до 2.0 мм (рис. 4 б) во вме-

щающих породах вблизи кварцевых жил. В кристаллах арсенопирита присутствует пирротин неправильной формы, развивающийся по трещинам.

В пределах рудной зоны месторождения Ожерелье наибольшее распространение имеет пирротинная минерализация, которая чаще всего представляет собой линзовидные выделения размером 0.5–0.7 мм (рис. 4 в–е). Линзы пирротина приурочены к сланцеватости. В крупных зёрнах пирротина присутствуют единичные включения рутила, округлые включения арсенопирита, халькопирита, сфалерита и ранней разновидности пирита-1. По кайме пирротина в единичных слу-

**Таблица 1.** Состав сульфидов на месторождении Ожерелье, мас. %

|                  | Fe                       | S                        | Ni                     | Co                       | As                       | Cu                       | Zn                       | Au г/т                   |
|------------------|--------------------------|--------------------------|------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Пирит-1 (24)     | <u>42.3</u><br>37.4–46.1 | <u>51.7</u><br>45.2–56.1 | <u>3.7</u><br>2.9–4.8  | <u>2.2</u><br>1.8–3.1    |                          |                          |                          | <u>0.14</u><br>0.07–0.19 |
| Арсенопирит (19) | <u>36.7</u><br>29.9–40.1 | <u>20.5</u><br>18.7–23.2 |                        |                          | <u>43.5</u><br>40.9–48.6 |                          |                          |                          |
| Пирротин (22)    | <u>63.2</u><br>58.7–67.1 | <u>36.4</u><br>32.6–38.9 | <u>0.4</u><br>0.0–0.8  |                          |                          |                          |                          |                          |
| Глаукоdot (2)    |                          | <u>20.5</u><br>18.2–13.5 | <u>8.3</u><br>6.3–11.0 | <u>18.4</u><br>16.2–22.4 | <u>40.7</u><br>37.7–47.2 |                          |                          |                          |
| Халькопирит (14) | <u>31.7</u><br>27.9–37.1 | <u>34.6</u><br>31.5–37.4 |                        |                          |                          | <u>34.2</u><br>30.4–38.4 |                          |                          |
| Сфалерит (6)     | <u>13.3</u><br>9.6–15.4  | <u>30.4</u><br>28.7–35.2 |                        |                          |                          |                          | <u>56.1</u><br>52.7–60.7 |                          |
| Марказит (12)    | <u>44.2</u><br>41.3–48.2 | <u>54.0</u><br>50.3–57.8 |                        |                          |                          |                          |                          |                          |
| Пирит-2 (18)     | <u>45.7</u><br>42.1–48.9 | <u>53.6</u><br>49.4–58.3 |                        |                          |                          |                          |                          |                          |

Примечание. Пределы обнаружения основных и примесных компонентов составляют 0.3 мас. % для метода энергодисперсионной спектроскопии.

чаях отмечается марказит. В составе пирротина присутствует незначительная примесь Ni, кобальт не отмечен. При этом содержания Ni установлены в центральной части минеральных зёрен, по которым отмечались реликты ранних пиритов. В значительной степени линзовидные выделения пирротина имеют сетчатую структуру, часто по периферии развиваются каймы рутила.

Также на месторождении установлены единичные находки глаукодота, представленные включениями округлой формы размером до 10 мкм, развивающимися по периферии линз пирротина (рис. 3 е).

Халькопирит и сфалерит находятся в сростаниях с пирротинном, полностью подчиняясь морфологии линзовидных выделений. Размер включений халькопирита около 40 мкм, сфалерита до 100 мкм. Характерно то, что в составе сфалерита полностью отсутствует примесь кадмия, что характерно для высокотемпературных условий. Полученный химический состав сфалерита отличается от стехиометрического повышенным содержанием железа. Согласно экспериментальным работам [9], кристаллизация высокожелезистого сфалерита (Fe – 13.3 мас. %) происходит в интервале температур 580–640°C. При изучении минералогии руд месторождения Ожерелье установ-

лено, что формирование сульфидной ассоциации пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, глаукоdot и самородное золото происходило субодновременно и, по всей вероятности, отражает наиболее высокотемпературную стадию формирования месторождения.

Самородное золото наиболее часто встречается в зальбандах кварцевых жил в ассоциации с мусковитом в карбонатной оторочке. Преобладает крупное золото (свыше 0.5 мм). Поверхность золотин неровная, форма комковатая или чешуйчатая (рис. 2 а). По пробности золото относится к высокопробному в среднем 850‰ (от 770 – до 920‰).

Марказит представлен в виде кайм, развивающихся по пирротину. Мощность оторочки составляет обычно первые сотые доли мм. Наличие марказита в изученных образцах указывает на то, что на момент его формирования температура не превышала 350°C, а температурный режим последующего этапа активизации не достигал критических условий его перекристаллизации [9].

Процесс формирования сульфидной минерализации завершается образованием крупных кубических кристаллов пирита-2 размером до 1 см. Поверхность кристаллов характеризуется характерной штриховкой на гранях. Пирит-2 в основ-

ном встречается в общей массе породы, гораздо реже в ассоциации с наиболее поздней генерацией кварц-карбонатных жил. Часто кристаллы находятся в кварцевой оторочке мощностью до 1 мм в виде вкрапленности во вмещающих породах. Наиболее часто отмечается развитие пирита-2 по трещинам и в виде колломорфно-зональных агрегатов по кайме линз пирротина.

Рутил развивается в виде тонкой каймы вокруг сульфидов, чаще пирротина, аналогичные выделения установлены практически на всех золоторудных объектах Бодайбинского района.

Для определения возможного источника золота, параметров его миграции и отложения были изучены изотопные характеристики  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах. Исследование проводилось локальным методом в лаборатории стабильных изотопов в ЦКП ДВГИ ДВО РАН с использованием фемтосекундного комплекса лазерной абляции NWR Femto [10]. Изотопный состав серы был проанализирован в обеих разновидностях пирита (пирит-1, пирит-2), марказите и пирротине. Всего было проанализировано 83 точки, по 4 образцам в пределах рудной зоны месторождений, а также 51 точка по 3 образцам догалдынской свиты, отобранным за пределами месторождения Ожерелье (расстояние от 2 до 60 км от месторождения Ожерелье). По изотопному составу серы сульфидные минералы оказались весьма однородны. Независимо от близости к рудной зоне месторождения, значения  $\delta^{34}\text{S}$  для пирротина, варьировали в пределах от  $-11.9\text{‰}$ , до  $-13.0\text{‰}$  (среднее по 39 точек в 7 образцах  $-12.4\text{‰}$ ), для пирита-1 и пирита-2, вариации  $\delta^{34}\text{S}$  оказались полностью идентичны, укладываясь в рамки значений от  $-12.0$  до  $-12.6\text{‰}$  (среднее по 73 точкам из 7 образцов  $-12.5\text{‰}$ ), для марказита разброс значений составил от  $-11.5$  до  $12.6\text{‰}$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ

В пределах рудной зоны месторождения эволюция минералообразования представляет следующий ряд: пирит-1 → пирротин, арсенопирит, глаукодот, халькопирит, сфалерит → марказит → пирит-2 (табл. 2).

Реликты первичного фрамбоидного пирита-1 отмечаются на всех золоторудных объектах Бодайбинского района и идентифицируется как пириты ранней диагенетической стадии [2, 16]. В пределах месторождения Ожерелье воздействие метаморфизма амфиболитовой фации на более ранние минеральные фазы привело к практически полному замещению раннего диагенетического пирита-1 наложенным пирротинном. Степень проявления раннедиагенетического пирита на прочих месторождениях Бодайбинского синклинория значительно варьирует, т.к. напрямую

зависит от поздних высокотемпературных процессов. Следующая морфологическая разновидность пирита, отмечаемая абсолютно на всех месторождениях Бодайбинского района, относимых к “сухоложскому” генетическому типу, идентифицируется как пирит катагенной стадии [16]. Однако на месторождении Ожерелье данная морфологическая разновидность пирита не установлена вообще. Отсутствие катагенного пирита связано с его появлением на прочих объектах на этапе регионального метаморфизма погружения ( $\sim 555$  млн лет [13]), во время накопления маласоидных отложений анагрской свиты. Соответственно, догалдынская свита вмещающая месторождение Ожерелье, в этот этап развития задугового бассейна, еще не накопилась. Таким образом, при формировании месторождения Ожерелье процесс нагнетания рудоносного катагенного флюида в антиклинальные структуры, по аналогии с месторождениями дальнетайгинского-жуинского стратиграфических уровней, исключается. Пирит-2 является завершающей стадией формирования сульфидной минерализации месторождения Ожерелье. По своей морфологии его можно отнести к поздней (пострудной) генерации пирита месторождений СГТ (табл. 2).

Формирование сульфидной ассоциации пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и глаукодот происходила субодновременно и, по всей вероятности, отражает наиболее высокотемпературную стадию формирования месторождения в условиях метаморфизма амфиболитовой фации, что подтверждается наличием глаукодота и появлением высокожелезистого сфалерита. Нахождение золота в данной высокотемпературной ассоциации говорит о том, что именно эту стадию развития месторождения Ожерелье можно считать наиболее рудопродуктивной. Данная ассоциация с пирротинном хорошо соотносится с раннерудной высокотемпературной ассоциацией (пирротин, халькопирит, арсенопирит-1), выделяемой в пределах месторождений СГТ. Марказит, который в пределах месторождения Ожерелье обрастает пирротин, является завершающей низкотемпературной рудной стадией формирования на ретроградном этапе метаморфизма. Соответственно, при сопоставлении с минерализацией месторождений СГТ, марказит месторождения Ожерелье может быть соотнесен с рудоносным пиритом, также сформированным на ретроградной стадии метаморфизма [16]. Однако в отличие от пирита СГТ месторождений, марказит месторождения Ожерелье золоторудной нагрузке не несет. В свою очередь пострудная стадия формирования месторождения Ожерелье, фиксирующаяся по появлению поздних кварцевых жил и пирита-2, сопоставима с пострудной стадией формирования месторождений СГТ.

**Таблица 2.** Сопоставление минералогических характеристик месторождений СГТ и Ожерелье

| Стадии формирования месторождения | Событие                                                              | “сухоложский” генетический тип                                                                                                                                          | Ожерелье                                                                                        |
|-----------------------------------|----------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Гранитоидный магматизм            | Конкудеро-мамаканский гранитоидный батолит                           | Q-жилы, Пирит-4<br>320–270 млн лет [11]                                                                                                                                 | Q-жилы, Пирит-2<br>320–270 млн лет [12]                                                         |
| Метаморфизм (регрессивный)        | Мамский плутоно-метаморфический комплекс<br>~450–420 млн лет [11–13] | <b>ЗОЛОТО</b><br><b>Пирит-3</b><br>Галенит<br>Арсенопирит-2<br>Халькопирит<br>Герсдорфит<br>Сфалерит<br>Блеклые руды<br>Марказит<br>(220–320°C)<br>440–420 млн лет [11] | Марказит<br>(280–350°C)                                                                         |
| Метаморфизм (прогрессивный)       |                                                                      | Пирротин-2<br>Арсенопирит-1<br>Пирротин-1<br>(~390–420°C)<br>450–440 млн лет [11]                                                                                       | <b>ЗОЛОТО</b><br>Арсенопирит<br>Пирротин<br>Глаукодот<br>Сфалерит<br>Халькопирит<br>(580–640°C) |
| седиментация                      | догалдынская свита<br>~550 млн лет                                   | —                                                                                                                                                                       | Пирит-1<br>(м-е Ожерелье)                                                                       |
|                                   | анангрская свита<br>~555 млн лет [4, 13]                             | Пирит-2<br>(катагенный)<br>(м-я СГТ)                                                                                                                                    | —                                                                                               |
|                                   | аунакитская свита<br>~590 млн лет                                    | Пирит-1<br>(м-е Красный)                                                                                                                                                |                                                                                                 |
|                                   | хомолхинская свита<br>610–600 млн лет [4]                            | Пирит-1<br>(м-я Сухой Лог;<br>Г. Высочайший)                                                                                                                            |                                                                                                 |

Примечание. Обобщенная стратиграфическая схема с расположением отложений Бодайбинского синклинория и месторождений “сухоложского” генетического типа, в сопоставлении с месторождением Ожерелье. Составлена по материалам и геохронологическим оценкам [4, 11–15], данная работа].

Значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов по результатам локального анализа попали в интервал от  $-11.5$  до  $-13.0\text{‰}$ . В среднем для рудной зоны месторождения значения  $\delta^{34}\text{S}$  составляют  $-12.4\text{‰}$  (от  $-11.7$  до  $-12.9\text{‰}$ ) и для сульфидов за пределами рудной зоны месторождения  $-12.5\text{‰}$  (от  $-11.5$  до  $-13.0\text{‰}$ ). Узкий

диапазон вариаций  $\delta^{34}\text{S}$  всех изученных сульфидных минералов независимо от стадийности их формирования указывает на единый источник серы при их формировании. Разброс полученных значений  $\delta^{34}\text{S}$  укладывается в рамки значений, полученных для сульфидной минерализации в

породах догалдынской свиты за пределами рудной зоны от  $-8.9$  до  $-15.5\%$  (среднее  $\sim 12.0\%$ ) [6], что также может свидетельствовать о заимствовании серы из вмещающих отложений догалдынской свиты. Необходимо отметить, что сидеро-халькофильная геохимическая специализация догалдынской свиты сопоставима с черносланцевыми толщами хомолхинской и аунакитской свит.

Данные значения  $\delta^{34}\text{S}$  отличаются от большинства золоторудных объектов СГТ Бодайбинского района как по величине разброса вариаций, так и потому, что значения  $\delta^{34}\text{S}$  значительно легче (месторождения дальнотайгинской группы — от  $+4$  до  $+21\%$  [17]; месторождения жуинской группы — от  $+2$  до  $-6\%$ ). Кроме того, в пределах месторождения Сухой Лог значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов за пределами месторождения демонстрируют более тяжелый изотопный состав серы и более широкий диапазон их вариаций ( $12.5$ – $21.6\%$ ), относительно значений  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов из рудной зоны  $\delta^{34}\text{S}$  ( $5.8$ – $10.6\%$ ) [18]. В своих работах Е.О. Дубинина и соавт. [19, 20] такую закономерность объясняют тем, что “гомогенизация и изотопное облегчение серы пирита в рудной зоне могли возникнуть вследствие переноса и отложения сульфидов с участием флюида”. Ввиду вышесказанного можно предположить, что формирование сульфидной минерализации месторождения Ожерелье произошло за счет потенциала серы вмещающих отложений догалдынской свиты, что согласуется с мнением, высказанным в работе А.В. Чугаева [12], которое базируется на изучении изотопного состава Pb, Sr, Nd, O, C в рудных и жильных минералах поздних кварцевых жил. Несмотря на однотипный с месторождениями СГТ процесс гоомогенизации серы необходимо отметить отсутствие тенденции к облегчению значений  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов рудной зоны месторождения Ожерелье, относительно сульфидов, отобранных из пород догалдынской свиты за его пределами. По всей вероятности, флюидоперенос серы, а соответственно и золота, в пределах месторождения Ожерелье, отличался от флюидного режима формирования рудных тел основной группы месторождений СГТ. Возможно, это связано с отсутствием катагенной стадии, флюидоперенос которой осуществлялся посредством миграции подвижной фазы органического вещества. Косвенным подтверждением данного предположения может являться тот факт, что в пределах изучаемых ранее месторождений СГТ пирит катагенной стадии характеризуется более легким изотопным составом серы, относительно значений  $\delta^{34}\text{S}$  как валовой серы из вмещающих отложений, так и более поздней метаморфогенной генерации пирита, изученных локальным методом [11, 16].

В результате проведенного сопоставления можно разделить полученные минералогические

и изотопно-геохимические характеристики на схожие с месторождениями “сухоложского” типа и на отличающиеся от них.

Сходство:

(1) литологическая приуроченность рудной зоны месторождения к черносланцевой пачке, либо к ее контакту с вышележащей пачкой, сложенной алевролитами, метапесчаниками.

(2) Присутствие диагенетического пирита, обогащенного Au —  $0.14$  г/т; Co —  $2.21$  мас. %; Ni  $3.77$  мас. %.

(3) Наличие позднего пострудного пирита, без золота.

(4) Гомогенизация изотопного состава серы сульфидов относительно вмещающих пород. Согласно значениям  $\delta^{34}\text{S}$ , сера пирротина, марказита и пострудного пирита месторождения Ожерелье, заимствована из вмещающих пород.

Отличие:

(1) Нет обязательной структурной приуроченности к апикальной части антиклинальной складки 3-го порядка.

(2) Отсутствует катагенная стадия перераспределения вещества, что подтверждается отсутствием катагенного пирита.

(3) Основная масса золоторудной минерализации ( $>90\%$ ) находится в самородной форме в кварцевых жилах и не имеет сростаний с пиритовой минерализацией.

(4) Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в пределах рудной зоны месторождения независимо от морфологических разновидностей сульфидных минералов, не имеют тенденции к облегчению изотопного состава относительно сульфидов за пределами месторождения.

## ВЫВОДЫ

Таким образом, сопоставление состава рудной минерализации месторождения Ожерелье с типовыми месторождениями СГТ показывает, что несмотря на определенные элементы сходства, руды этого месторождения отличаются заметным распространением кварцевожильной минерализации, отсутствием характерной генерации пирита (катагенного пирита месторождений СГТ), свободной формой нахождения самородного золота, что позволяет отнести их к прожилково-вкрапленному золото-кварцевому типу золоторудной минерализации.

Учитывая разницу в структурных и минералогических характеристиках, а также параметрах продуктивности данных месторождений с месторождениями СГТ, необходим пересмотр поисковых критериев, используемых для поисков месторождений в Бодайбинском районе связанных с юдомским стратоуровнем (догалдынская свита).

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 22-27-00074.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Эволюционный ряд крупнообъемных золото-платиноидных месторождений в углеродистых толщах // ДАН. 2002. Т. 387. № 4. С. 512–515.
2. Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Плотинская О.Ю., Новоселов К.А., Масленников В.В., Котляров В.А., Блинов И.А., Кузьменко А.А., Грибоедова И.Г. Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях Копыловское и Кавказ в черносланцевых толщах (Бодайбинский район, Россия) по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 71–92.
3. Иванов А.И. Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014. 215 с.
4. Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // Precambrian Res. 2015. V. 267. № 1. P. 39–71.
5. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.
6. Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Дубинина Е.О., Гареев Б.И., Шатагин К.Н., Тарасова Ю.И., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю. Изотопные (Sm–Nd, Pb–Pb и  $\delta^{34}\text{S}$ ) и геохимические характеристики метасадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 213–244.
7. Будяк А.Е., Скузоватов С.Ю., Тарасова Ю.И., Ванг К.-Л. (Kuo-Lung Wang), Горячев Н.А. Единая неопротерозой-раннепалеозойская эволюция рудоносных осадочных комплексов юга Сибирского кратона // ДАН. 2019. Т. 484. № 3. С. 80–84.
8. Бабяк В.Н., Блинов А.В., Тарасова Ю.И., Будяк А.Е. Новые данные о геолого-структурных особенностях золоторудных месторождений Ожерелье, Ыканское, Угахан и Голец Высочайший // Науки о земле и недропользование. 2019. Т. 42. № 4. С. 388–412. <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2019-42-4-388-412>
9. Burton P.B., Jr., Toulmin P. Experimental determination of the reaction chalcopyrite+sulfur=pyrite+bornite from 350°C to 500°C // Econ. Geol. 1964. № 59. P. 747–752.
10. Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V. An Improved Femtosecond Laser-ablation Fluorination Method for Measurements of Sulfur Isotopic Anomalies ( $\Delta^{33}\text{S}$  and  $\Delta^{36}\text{S}$ ) in Sulfides with High Precision // Rapid Communications in Mass Spectrometry. 2019. V. 33. P. 1722–1729. <https://doi.org/10.1002/rcm.8528>
11. Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Иванов А.В., Горячев Н.А., Игнатиев А.В., Веливецкая Т.А., Радомская Т.А., Блинов А.В., Бабяк В.Н. Типоморфизм, типохимизм и изотопно-геохимические характеристики сульфидов железа месторождения Голец Высочайший (Восточная Сибирь) // Записки Российского минералогического общества. 2021. 150(1): 63–75. <https://doi.org/10.31857/S0869605521010123>
12. Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Yu.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Yu.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I.  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  and Rb–Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia) // Ore Geology Reviews. 2022. V. 144. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104855>
13. Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U–Th–Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
14. Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21 № 4. С. 26.
15. Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В., Котов А.А. Неоднородность изотопного состава Pb в сульфидах различных парагенетических ассоциаций на золоторудном месторождении Вернинское (Байкало-Патомское нагорье, Россия) // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 337–342.
16. Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Горячев Н.А., Игнатиев А.В., Веливецкая Т.А., Блинов А.В., Горячева Е.М. Типоморфизм сульфидов золоторудного месторождения Угахан (Байкало-Патомское нагорье) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 1. С. 8–13.
17. Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 10. С. 1108–1117.
18. Дубинина Е.О., Чугаев А.В., Иконникова Т.А., Авдеев А.С., Якушев А.И. Источники вещества и флюидный режим формирования кварц-карбонатных жил на месторождении золота Сухой Лог, Байкало-Патомское нагорье // Петрология. 2014. Т. 22 № 4. С. 347–379.
19. Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г., Щегольков Ю.В., Альшеева Э.И., Борисовский С.Е. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.
20. Дубинина Е.О., Иконникова Т.А., Чугаев А.В. Неоднородность изотопного состава серы пирита на месторождении Сухой Лог и определяющие ее факторы // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 786–790.

## ORE MINERALIZATION OF THE OZHEREL'E DEPOSIT: COMPARISON WITH OBJECTS OF THE "SUKHOI LOG" TYPE

A. E. Budyak<sup>a,b</sup>, Yu. I. Tarasova<sup>a,b,#</sup>, Academician of the RAS N. A. Goryachev<sup>a,d</sup>, A. V. Blinov<sup>a,b</sup>,  
A. V. Ignatiev<sup>c</sup>, T. A. Velivetskaya<sup>c</sup>, V. D. Abramova<sup>e</sup>, and D. Yu. Shcherbakov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Vinogradov Institute of Geochemistry Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Irkutsk, Russian Federation

<sup>b</sup> Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russian Federation

<sup>c</sup> Far Eastern Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

<sup>d</sup> N.A. Shilo North-Eastern Integrated Research Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Magadan, Russian Federation

<sup>e</sup> Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences,  
Moscow, Russian Federation

<sup>#</sup> E-mail: j.tarasova84@yandex.ru

Within the Lena gold province, in addition to the well-known large-volume gold deposits of the "Sukhoi Log" type, such as Sukhoi Log, Verninskoye, etc. there are a number of objects that differ significantly in stratigraphic, mineralogical-petrographic, isotopic, geochemical characteristics and the volume of reserves. The most famous of them is the Necklace deposit. The article shows the main characteristics of the Ozherel'e deposit, highlighting its similar and distinctive features with deposits of the "Sukhoi Log" type. The results obtained in the course of mineralogical-petrographic and isotope studies do not give grounds for attributing the Necklace deposit to the "Sukhoi Log" genetic type.

**Keywords:** orogenic gold deposits, sources of metals, black shale strata, Baikal-Patom province

УДК 552.31:553.21

## СУБЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТОИДЫ В УЛЬТРАМАФИТАХ МАССИВА РАЙ-ИЗ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

© 2023 г. Н. В. Вахрушева<sup>1,\*</sup>, К. С. Иванов<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков<sup>1</sup>, П. Б. Ширяев<sup>1</sup>

Поступило 09.11.2022 г.

После доработки 08.12.2022 г.

Принято к публикации 10.12.2022 г.

Исследованы состав и возраст субщелочных долеритов, локализованных в хромитоносных ультрамафитах массива Рай-Из. Долериты фиксируют зоны тектонических нарушений в пределах ультрамафитов и не выходят за их пределы, пространственно тяготея к месторождениям и проявлениям хромовых руд. Для изученных пород характерны повышенные содержания щелочей,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , обогащение крупноионными литофильными элементами и Th; сумма REE варьирует от 103.3 до 164.2 г/т;  $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.3\text{--}1.7$ . Определен возраст субщелочных долеритов  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом ( $402.7 \pm 3.8$  млн лет). В это время произошла глубокая метаморфическая переработка ультрамафитов большей части массива Рай-Из с формированием хромового оруденения высокохромистого типа и обособлением в зонах разгрузки жильной серии субщелочных долеритов.

**Ключевые слова:** субщелочные долериты, ультрамафиты, хромит, Полярный Урал,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование, палеозой

DOI: 10.31857/S2686739722602538, EDN: NXOLBK

Полярноуральские офиолитовые массивы Рай-Из и Войкаро-Сынинский расположены в основании корово-мантийного разреза Войкарской палеозойской палеоостроводужной зоны, надвинутой по Главному Уральскому глубинному разлому на край Восточно-Европейского континента. Совместно с массивом Сыум-Кеу они составляют крупнейший в мире офиолитовый мафит-ультрамафитовый пояс, протяженностью более 400 км. Массив Рай-Из не только вмещает самое крупное в России месторождение хромовых руд Центральное, но и представляет уникальный объект для исследования геологии и метаморфизма ультрамафитов и мафитов ([1, 2] и др.). В последние годы массив привлекает внимание находками в хромититах алмазов и других минералов, формировавшихся при сверхвысоких давлениях ([3] и др.).

Впервые субщелочные долериты среди ультрамафитов массива Рай-Из диагностированы А.Н. Заварицким как жильный роговообманковый диабаз [4]. Описания находок базальтоидов повышенной щелочности все чаще появляются в публикациях, посвященных различным офиолитовым комплексам мира ([5–9] и др.), в том числе

и хромитоносным [10]. Ранее, в хромитоносном дунит-гарцбургитовом комплексе Наранского массива (Монголия) нами были выделены многочисленные маломощные дайки базанитов и меланефелинитов [11], которые, как и на Рай-Изе, здесь пространственно тяготеют к рудопроявлениям хромовых руд.

В [13] приведены геохимические характеристики и результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования (313 млн лет) даек эссексит-долеритов, близких по геохимическим характеристикам к изученным долеритам и секущих диориты Собского комплекса ранне-среднедевонского возраста (410–393 млн лет [14]), расположенного южнее массива Рай-Из (рис. 1).

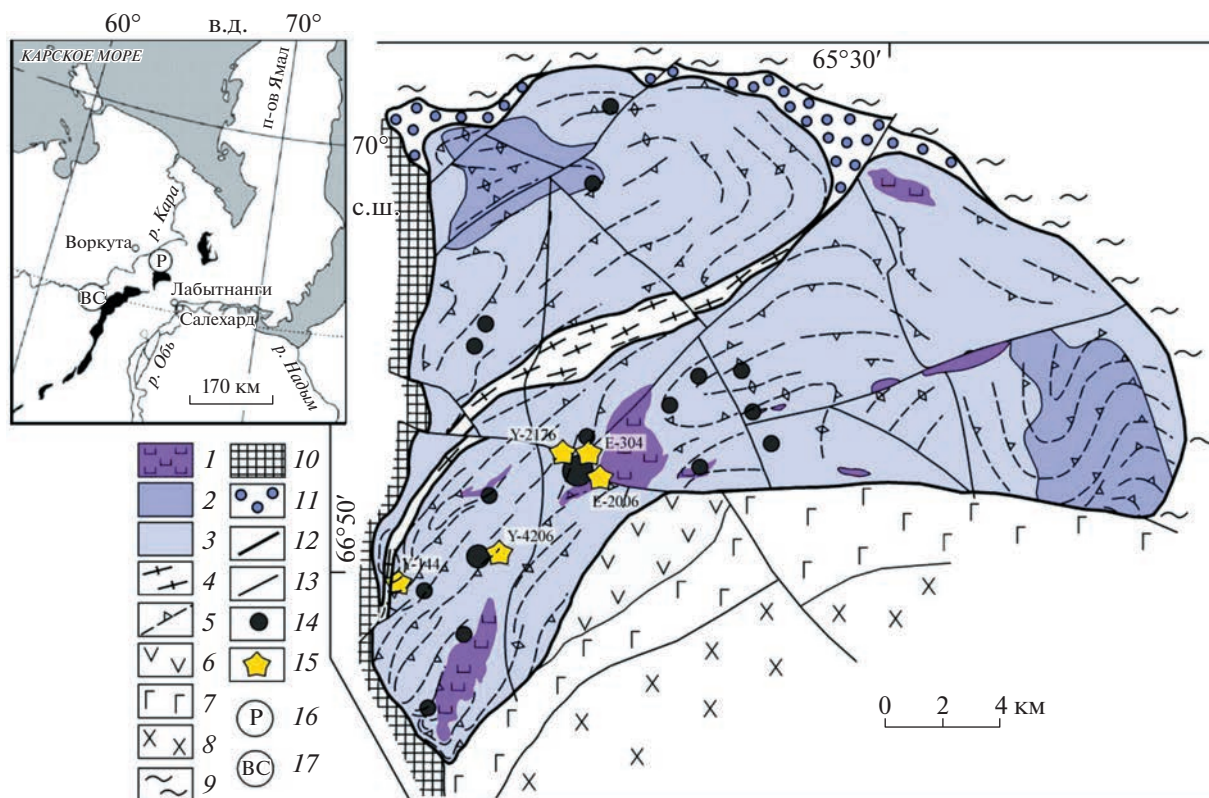
Среди ультрамафитов массива Рай-Из нами исследованы дайки субщелочных долеритов (рис. 1), их состав и изотопный возраст.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ДОЛЕРИТОВ

В пределах месторождения хромовых руд Центральное долериты задокументированы в северном карьере (обнажение Е-2006, см. рис. 1) среди серпентинитов Полойшорского разрыва, ограничивающим месторождение с северо-северо-востока. Выходы даек долеритов прослежены по простиранию (азимут простирания  $315^\circ$ ) на 1.8 км, при мощности от 0.5 до 7 м. Долериты также задокументированы в выходе жильного тела среди мета-

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

\*E-mail: nv250190@yandex.ru



**Рис. 1.** Геологическая схема массива Рай-Из (по данным [1, 2, 12] с изменениями). 1–3 – райизско-войкарский дунит-гарцбургитовый комплекс: 1 – дуниты, 2 – гарцбургиты, 3 – нерасчлененный дунит-гарцбургитовый комплекс; 4 – Центральная зона метаморфизма; 5 – полосчатость и направление ее падения; 6–7 – дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс: 6 – нерасчлененные дуниты, верлиты, клинопироксениты, 7 – габбро; 8 – плагиограниты и тоналиты Собского комплекса; 9 – филлитовидные сланцы нижнего палеозоя; 10 – кристаллические сланцы и гнейсы хараматалоуского комплекса; 11 – зона серпентинитового меланжа; 12–13 – разрывные нарушения: 12 – 1-го порядка, 13 – 2-го порядка; 14 – месторождения и рудопроявления хромитов; 15 – внемасштабные коренные выходы тел субщелочных долеритов; 16 – массив Рай-Из; 17 – Войкаро-Сынынский.

ультрамафитов на северо-западном простирании дайкового комплекса (обнажение Y-2176, см. рис. 1).

В 250 м к востоку от месторождения хромитов Западное найден коренной выход метагарцбургитов (амфибол-энстатит-оливиновых пород) с дайкой долерита (Y-4206). Мощность дайки 60–70 см, юго-западный контакт задернован, азимут падения северо-восточного контакта 20°, угол падения 88°. Вдоль северо-восточного контакта наблюдается зона закалки, представленная гиалодолеритом, мощностью 2 см (см. приложение ESM\_1.pdf).

В юго-западной части массива Рай-Из (к западу от месторождения № 214), коренные выходы долеритов прослежены по простиранию на 380 м (Y-144); видимая мощность тел варьирует от 6 до 11 м; азимут простирания 70°, контакты с ультрамафитами не обнажаются. За пределы ультрамафитов долериты не распространяются.

Из геологических наблюдений следует, что долериты фиксируют зоны тектонических наруше-

ний внутри ультрамафитов и не выходят за их пределы, пространственно тяготея к месторождениям и проявлениям хромовых руд.

## ПЕТРОГРАФИЯ

Среди изученных гипабиссальных пород выделяются три основные разновидности – гиалодолерит из зоны закалки (Y-4206/1), тонкозернистый долерит пироксен-плагиоклазового состава (Y-4206/2-5) и амфиболовый долерит (E-2006, Y-2176, E-304, Y-144), в составе которого, кроме плагиоклаза и пироксена, присутствует амфибол в количестве 20–30%.

Гиалодолерит (Y-4206/1) представлен темно-коричневой стекловатой основной массой с микропорфировыми вкрапленниками клинопироксена, плагиоклаза, титаномагнетита и, редко, оливина (см. приложение ESM\_1.pdf). Вулканическое стекло составляет 85–90% породы. Химический состав вулканического стекла выдержан и составляет:  $\text{SiO}_2 = 47.57\text{--}48.83$ ;  $\text{TiO}_2 = 3.40\text{--}3.78$ ;

$\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.45\text{--}13.83$ ;  $\text{MgO} = 4.03\text{--}4.20$ ;  $\text{MnO} = 0.20\text{--}0.31$ ;  $\text{FeO} = 12.47\text{--}13.26$ ;  $\text{CaO} = 8.07\text{--}8.25$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 3.11\text{--}3.38$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 1.48\text{--}1.62$ ;  $\text{P}_2\text{O}_5 = 1.41\text{--}1.50$ ;  $\text{SO}_2 = 0.38\text{--}0.46$  мас. %. Рамановскими спектрами установлено присутствие в вулканическом стекле воды (см. приложение ESM\_2.pdf).

Плагноклаз-пироксеновый долерит (Y-4206/2-5) — тонкозернистая порода микропорфировой структуры с микролитовым мезостазисом. Порода полностью раскристаллизована; в составе преобладают плагноклаз (45–50%) и клинопироксен (35–40%) (см. приложение ESM\_1.pdf). Второстепенные минералы: биотит, амфибол и титаномагнетит, в количестве не более 3–5% каждый. Основная масса пронизана скелетными микрокристаллами ильменита. При электронно-микроскопическом исследовании в основной массе идентифицированы многочисленные зерна апатита, размером менее 0.01 мм.

Амфиболовые долериты наиболее распространены (E-2006, Y-2176, Y-144, E-304) и имеют две структурные разновидности — тонкозернистая микропорфировая из внешних частей жильных тел и равномернозернистая мелкозернистая из внутренних частей. Главные породообразующие минералы: плагноклаз 30–35%, клинопироксен 10–15%, амфибол 20–30%, биотит 3–5%; второстепенные — калиевый полевой шпат, ильменит, титанит, гранат (андрадит); акцессорные — магнетит, апатит, хромшпинелид, циркон, бадделейт. Амфибол обрастает фенокристы клинопироксена и встречается в виде идиоморфных кристаллов коричневого цвета (см. приложение ESM\_1.pdf). Вторичные изменения породы проявлены в сосюритизации плагноклаза и незначительном развитии актинолита и хлорита.

Состав минералов определен на Cameca SX-100 в ИГГ УрО РАН (аналитики В.А. Булатов, И.А. Готтман). В плагноклазе из гиалодолерита проявлена как прямая, так и осцилляторная зональность. В центре фенокристов с прямой зональностью минерал соответствует  $\text{An}_{68\text{--}70}$ , в крайних частях —  $\text{An}_{66\text{--}64}$ ; в микролитах —  $\text{An}_{54\text{--}57}$ . Плагноклаз в плагноклаз-пироксеновом долерите более кислый, чем в гиалодолерите, соответствуя  $\text{An}_{52\text{--}57}$  в фенокристаллах и  $\text{An}_{33\text{--}51}$  в микролитах. Основной плагноклаз  $\text{An}_{69\text{--}71}$  в амфиболовом долерите сохраняется лишь в центральных частях вкрапленников, последовательно обрастая андезином-олигоклазом  $\text{An}_{49\text{--}14}$ .

Клинопироксен соответствует титанистому авгиту  $\text{Wo}_{36.6\text{--}45.4}$   $\text{En}_{32.2\text{--}45.5}$   $\text{Fs}_{13.6\text{--}23.2}$  (см. приложение ESM\_3.pdf). Состав минерала идентичен во всех петрографических разновидностях долерита. Содержание глинозема варьирует от 2.01 до 6.02 мас. %; оксида титана — от 0.66 до 2.78 мас. %; магнезиальность  $\text{Mg\#} = \text{Mg} \times 100\% / (\text{Mg} + \text{Fe})$  со-

ставляет 65.8–76.9 ат. %. В фенокристаллах клинопироксена проявлена зональность, которая характеризуется возрастанием от центра к краю зерна алюминия, титана, железа.

Амфибол — титанистый паргасит; содержание оксида титана в минерале составляет 1.7–3.9 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.27\text{--}10.77$  мас. %;  $\text{Mg\#} = 56.0\text{--}64.4\%$ . В амфиболе, аналогично клинопироксену, наблюдается прямая корреляция между содержанием титана и алюминия. Состав минерала близок во всех петрографических разновидностях долерита (см. приложение ESM\_3.pdf).

Оливин представлен единичными идиоморфными фенокристаллами и микролитами в гиалодолерите. В фенокристах проявлена зональность: от центра к краю зерна возрастает содержание  $\text{FeO}$  с 16.94 до 24.81 мас. %;  $\text{MnO}$  — с 0.24 до 0.48 мас. %;  $\text{Mg\#}$  изменяется от 81.9 до 72.7%; количество оксида никеля убывает к краю с 0.19 до 0.06 мас. %. В микролитах оливин более железистый —  $\text{FeO}$  составляет 24.7–26.9 мас. %;  $\text{Mg\#} = 67.7\text{--}70.0\%$ .

Минералы биотитовой серии в исследованных долеритах относятся к ряду флогопит-аннит. Количество оксида титана в биотитах из плагноклаз-пироксеновых долеритов изменяется от 2.7 до 4.8 мас. %,  $\text{Mg\#}$  от 41.6 до 63.2%, тогда как в амфиболовых  $\text{TiO}_2$  варьирует от 0.3 до 5.8 мас. %,  $\text{Mg\#}$  от 21.5 до 65.6%.

Содержание основных компонентов в титаномагнетите из гиалодолерита и плагноклаз-пироксенового долерита сопоставимо:  $\text{FeO}_{\text{общ}} = 66.06\text{--}73.87$  мас. % и  $\text{TiO}_2 = 15.68\text{--}18.55$  мас. %. Количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  изменяется от 3.08 до 5.77 мас. %. Титаномагнетит из гиалодолерита отличается повышенным содержанием  $\text{MgO} = 4.03\text{--}5.73$  мас. % и пониженным  $\text{MnO} = 0.32\text{--}0.49$  мас. %, по сравнению с минералом из плагноклаз-пироксеновых долеритов, где  $\text{MgO} = 0.02\text{--}0.80$  мас. % и  $\text{MnO} = 0.72\text{--}1.16$  мас. %. Результаты расчета минимального состава титаномагнетита приведены в табл. 1.

## ГЕОХИМИЯ

Для исследованных долеритов характерны значительные вариации содержаний породообразующих оксидов. Сумма щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) в породах изменяется от 1.90 до 6.04 мас. %, при преобладании натрия над калием ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  от 1.40 до 3.86). На TAS-диаграмме (рис. 2) гиалодолерит попал в поле трахибазальта. Плагноклаз-пироксеновые долериты соответствуют по составу умеренно-щелочным пикробазальтам и трахибазальтам. Амфиболовые долериты из различных геологических тел заметно отличаются по составу: породы из обнажения Y-2006 (см. рис. 1) соответствуют щелочным пикритами, тогда как долериты, обнажающиеся за пределами месторожде-

**Таблица 1.** Содержание минералов в титаномagnetите из долеритов массива Рай-Из

| Порода                          | Содержание минералов, мол. % |            |            |            |           |            |            |
|---------------------------------|------------------------------|------------|------------|------------|-----------|------------|------------|
|                                 | <i>Mgt</i>                   | <i>Usp</i> | <i>Spl</i> | <i>Mgf</i> | <i>Hc</i> | <i>Cul</i> | <i>Glx</i> |
| Гиалодолерит                    | 37.5–42.4                    | 48.3–53.8  | 2.0–2.6    | 1.2–8.3    | —         | 0.4–0.6    | 0.3–0.5    |
| Долерит плагиоклаз-пироксеновый | 33.8–44.8                    | 49.6–59.7  | —          | 0.0–1.6    | 2.9–4.3   | 0.4–0.5    | 0.8–1.3    |
| Амфиболовый долерит             | 32.6–76.0                    | 21.5–59.7  | —          | —          | 1.6–8.1   | 0.6–1.0    | 0.0–1.1    |

Примечание. *Mgt* – магнетит, *Usp* – ульвошпинель, *Spl* – шпинель, *Mgf* – магнезиоферрит, *Hc* – герцинит, *Cul* – кулсонит, *Glx* – галаксит.

ния (Y-2176), попадают в поле базальтов. Наиболее щелочными являются амфиболовые долериты юго-западной части массива (Y-144), соответствуя по составу трахибазальтам.

Содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  обратно пропорциональны  $\text{MgO}$  для всех типов долеритов. Для пород характерно повышенное содержание фосфора и титана:  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.62\text{--}1.45$ ;  $\text{TiO}_2 = 2.2\text{--}3.6$  мас. % (см. приложение ESM\_4.pdf).

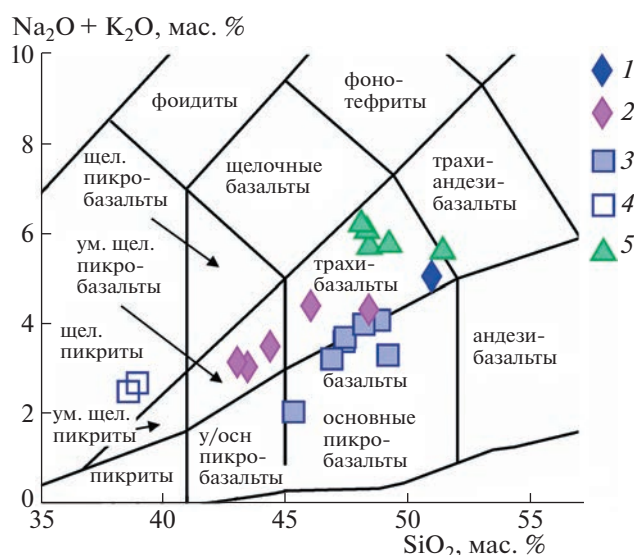
Характер распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит [16], близок для всех изученных пород (рис. 3). Сумма REE варьирует от 103.3 до 164.2 г/т;  $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.3\text{--}1.7$ . Спектры тяжелых РЗЭ дифференцированы – отношение  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$  составляет 1.83–2.47 (см. приложение ESM\_4.pdf).

Спектры распределения элементов-примесей (рис. 4), нормированных на примитивную ман-

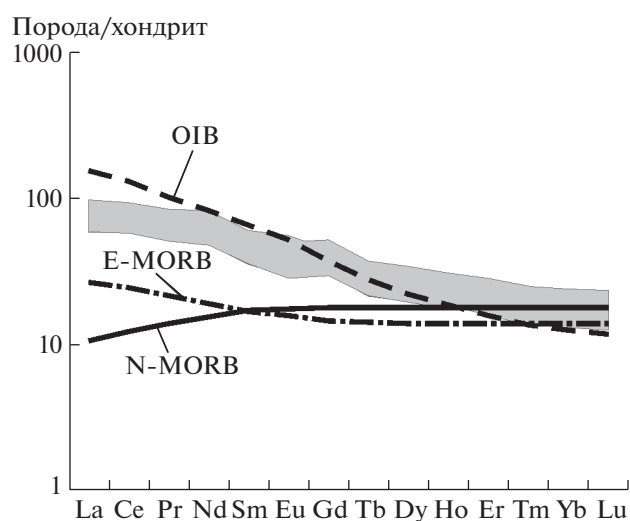
тию [16] для изученных долеритов, демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Ba, Pb) и Th, а также наличие Ta–Nb-минимума и Pb- и P-максимумов.

Несмотря на петрографические различия и вариации главных петрогенных оксидов в долеритах массива Рай-Из, геохимические характеристики исследованных пород близки, что позволяет отнести их к продуктам единого магматического события.

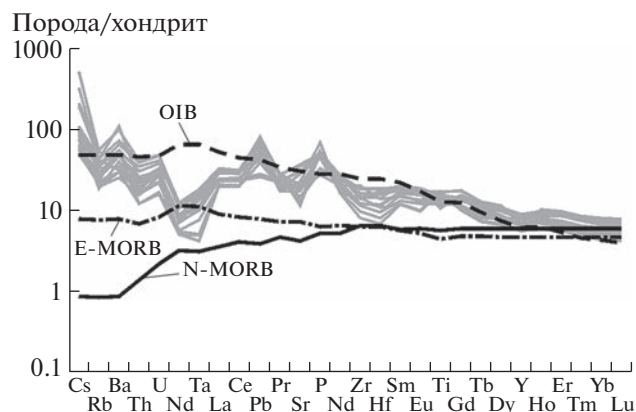
*Изотопный возраст* изучен для амфиболового долерита E-2006/1 (см. рис. 1).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование показало (рис. 5), что в высокотемпературной части возрастного спектра выделилось плато, характеризующееся 76% выделенного  $^{39}\text{Ar}$  и значением  $402.7 \pm 3.8$  млн лет. Датирование проводилось в Институте геологии и минералогии СО РАН под руководством А.В. Травина по методике [17]. Долериты образовались в гипабиссальных



**Рис. 2.** Классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2$ –( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) для долеритов массива Рай-Из [15]. Условные обозначения: 1 – гиалодолерит Y-4206/1; 2 – плагиоклаз-пироксеновый долерит Y-4206/2-5; 3–5 – амфиболовые долериты: 3 – Y-2176; 4 – E-2006; 5 – Y-144.



**Рис. 3.** Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит, в долеритах массива Рай-Из. OIB – базальты океанических островов, E-MORB – обогащенный тип базальтов срединно-океанических хребтов, N-MORB – “нормальный” тип базальтов срединно-океанических хребтов. Составы OIB, E-MORB и N-MORB по [16].



**Рис. 4.** Мультиэлементная диаграмма распределения элементов-примесей, нормированных на примитивную мантию [16], в долеритах массива Рай-Из.



**Рис. 5.** Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования долеритов массива Рай-Из (обр. Е-2006/1 – амфиболовый долерит из северного карьера месторождения Центральное).

условиях, что предполагает их быстрое остывание. Поэтому фиксируемые  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировки должны соответствовать времени их формирования.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Химический состав исследованных долеритов отличается повышенными содержаниями  $\text{TiO}_2$  и, соответственно, низкие  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  ( $<9$ ), а также повышенные (по сравнению с MORB и островными дугами) содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Относительно высокие содержания щелочей также не позволяют отнести рассматриваемые породы к типичным для полярноуральских офиолитовых разрезов толеитам [18].

Высокохромистое хромовое оруденение месторождений Центральное и Западное, а также рудопроявлений Юго-Западного рудного поля

массива Рай-Из, в пределах которых установлены субщелочные долериты, локализовано в породах метаморфизованного дунит-гарцбургитового комплекса, представленных амфибол-энстатит-оливиновыми породами и пегматоидными дунитами. Метаультрамафиты, вмещающие хромовое оруденение, заметно обеднены алюминием, кальцием, титаном, железом при одном и том же содержании нормативного пироксена, по сравнению с дунитами и гарцбургитами, претерпевшими лишь петельчатую серпентинизацию, не вмещающими хромовое оруденение и сохранившимися в северо-восточной, юго-западной и восточной частях массива [2].

Локализация хромового оруденения массива Рай-Из – месторождения Центральное, Западное и других проявлений, по нашему мнению, произошло во время формирования высокопараметрических метаморфитов, при подъеме ультрама-

фитового блока. Этот подъем вызвал декомпрессию и плавление мантийного материала с генерацией базальтовых магм. Частичное плавление исходного ультрамафитового субстрата запустило рудогенерирующий процесс, сопровождавшийся также выделением небольшой порции базальтового расплава повышенной щелочности, и плагиоклазитового мобилизата, локализующихся в зонах локального растяжения. Субщелочной долерит и плагиоклазит концентрируют алюминий, кальций, титан, щелочи, кремнезем; хромовая руда и околорудные дуниты — хром, железо и магний.

Определение U—Pb-возраста, выполненное по цирконам из плагиоклазитов массива Рай-Из, показало 400 млн лет [19], что согласуется с датировками по породам рудовмещающих метасульфидов месторождения Центральное, полученные Sm—Nd-методом [20], а также с результатами настоящего исследования. Датировки, полученные тремя разными методами, практически совпадают (в пределах ошибки) и подтверждают предложенную нами модель.

Приложения (дополнительные материалы) доступны на сайте <https://elibrary.ru>

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Мы признательны А.В. Травину за выполненное аргон-аргоновое датирование. Авторы благодарны рецензентам за ценные критические замечания, способствовавшие улучшению статьи.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
2. Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитовосность ультраосновного массива Рай-Из Полярный Урал. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
3. Yang J., Meng F., Xu X., Robinson P.T., Dilek Y., Makeyev A.B., Wirth R., Wiedenbeck M., Griffin W.L., Cliff J. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Is ophiolite of the Polar Urals // *Gondwana Research*. 2015. V. 27. P. 459–485.
4. Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.—Л.: Гос. науч.-технич. изд-во, 1932. 221 с.
5. Lapierre H., Samper A., Bosch D., Maury R.C., Béchenec F., Cotten J., Demant A., Brunet P., Keller F., Marcoux J. The Tethyan plume: geochemical diversity of Middle Permian basalts from the Oman rifted margin // *Lithos*. 2004. V. 74. P. 167–198.
6. Bortolotti V., Chiari M., Göncüoğlu M.C., Marcucci M., Principi G., Tekin U.K., Saccani E., Tassinari R. Age and geochemistry of basalt-chert associations in the ophiolitic complexes of the Izmir-Ankara Mélange East of Ankara, Turkey: preliminary data // *Ophioliti*. 2013. V. 38. P. 157–173.
7. Saccani E., Allahyari K., Rahimzadeh B. Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): Evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean // *Tectonophysics*. 2014. V. 621. P. 132–147.
8. Сафонова И.Ю. Внутриплитные океанические базальты из аккреционных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса и Западной Пацифики. Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020. 40 с.
9. Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6. P. 481–501.
10. Khogenkumar S., Krishnakanta Singh A., Bikramaditya Singh R.K., Khanna P.P., Ibotombi Singh N., Inaocha Singh W. Coexistence of MORB and OIB-type mafic volcanics in the Manipur Ophiolite Complex, Indo-Myanmar Orogenic Belt, northeast India: Implication for heterogeneous mantle source at the spreading zone // *Journ. Asian Earth Sciences*. 2016. V. 116. P. 42–58.
11. Вахрушева Н.В. Щелочные ультрамафиты дайковой серии в дунит-гарцбургитовом комплексе Наранского массива (Монголия) // *Современные проблемы магматизма и метаморфизма*. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. Т. 1. С. 109–112.
12. Прямоносцев А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Об. записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 213 с.
13. Соболев И.Д., Викентьев И.В., Травин А.В., Бортников Н.С. Каменноугольный магматизм Полярного Урала // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2020. Т. 494. № 2. С. 22–28.
14. Соболев И.Д., Соболева А.А., Варламов Д.А. Возраст монцодиорит-порфиров из поздней дайковой фазы Конгорского массива (Полярный Урал) по результатам U-Pb [SIMS]-датирования цирконов // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 2017. № 12. С. 16–24.
15. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
16. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // *Geol. Soc. Spec. Publ.* London. 1989. V. 42. P. 313–345.
17. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.

- Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
18. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.
  19. Вахрушева Н.В., Иванов К.С. Природа и возраст плагиоклазитов ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). // ДАН. 2018. Т. 480. № 1. С. 80–84.
  20. Ронкин Ю.Л., Прямоносков А.П., Телегина Т.В., Лепихина О.П. Дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплексы Полярного Урала: REE и Sr-Nd ограничения / Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2000. С. 302–305.

## SUBALKALINE BASALTOIDS IN ULTRAMAFIC ROCKS OF THE RAI-IZ MASSIF (POLAR URALS) AND THEIR PETROGENETIC SIGNIFICANCE

N. V. Vakhrusheva<sup>a, #</sup>, K. S. Ivanov<sup>a</sup>, Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov<sup>a</sup>, and P. B. Shiryaev<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation

<sup>#</sup> E-mail: nv250190@yandex.ru

The composition and age of subalkaline dolerites localized in chromite-bearing ultramafic rocks of the Rai-Iz massif are investigated. Dolerites are traced along tectonic zones inside ultramafic rocks and are not observed beyond their boundaries, spatially tending to deposits and occurrences of chromites. The studied dolerites are characterized by high concentrations of alkalis, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, enrichment with large-ion lithophilic elements and Th; the amount of REE varies from 103.3 to 164.2 ppm; (La/Sm)<sub>n</sub> = 1.3–1.7. The age of subalkaline dolerites was determined by the method <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (402.7 ± 3.8 million years). At this time, a deep metamorphic processing of ultramafic rocks of most of the Rai-Iz massif occurred with the formation of high-chromium chrome mineralization and the isolation of a vein series of subalkaline dolerites in the discharge zones.

**Keywords:** subalkaline dolerites, ultramafic rocks, chromite, Polar Urals, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-dating, Paleozoic

УДК 548.4

## СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМ ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИХ ПОРОД РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ БИМОДАЛЬНОЙ АССОЦИАЦИИ АДА-ЦАГ ХАРХОРИНСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ)

© 2023 г. И. А. Андреева<sup>1,\*</sup>, академик РАН В. В. Ярмолюк<sup>1</sup>, С. Е. Борисовский<sup>1</sup>

Поступило 16.11.2022 г.

После доработки 14.12.2022 г.

Принято к публикации 15.12.2022 г.

На основе метода исследования расплавных включений с использованием электронного и ионного микроанализа изучены состав и условия образования магм комендитов раннемезозойской вулканической ассоциации Ада-Цаг (Монголия), а также определены механизмы, способствующие накоплению в них редких и редкоземельных элементов. Расплавные и флюидные включения установлены в кварце комендитов, отобранных в разных частях разреза вулканической толщи. Расплавные включения состоят из стекла, газового пузырька и дочерних минералов, представленных флюоритом, полилитионитом и калиевым полевым шпатом. Использование метода Raman-спектроскопии позволило изучить состав газовой фазы в расплавных включениях. Определено, что преобладающими компонентами состава газовой фазы являются вода и водород. Флюидные включения представлены водными растворами, предположительно отвечающими составу KF. Термометрические исследования расплавных включений и анализ состава стекол гомогенизированных расплавных включений во вкрапленниках кварца комендитов показали, что кристаллизация магм этих пород происходила из водонасыщенных редкометалльных расплавов с высокими содержаниями Li, Zr, F, Rb, Nb, Y и Th при температурах 880–930 °C и давлении 1000 бар на глубине ~3.5 км и сопровождалась процессами дегазации. Сопоставление полученных данных изучения расплавных включений во вкрапленниках щелочно-салических пород одновозрастных вулканических ассоциаций Ада-Цаг, Дзарта-Худук и Сант, развитых в пределах Хархоринской рифтовой зоны, выявило общие закономерности эволюции их магм. Это позволило предложить сходный для них механизм формирования, предполагающий накопление многих редких и редкоземельных элементов, а также летучих компонентов (F, H<sub>2</sub>O) в процессе кристаллизационной дифференциации. Впоследствии от таких комендитовых магм могло произойти отделение богатого Li, F и водой солевого расплава. Обнаружение во вкрапленниках кварца водных включений фторидного состава позволяет допустить дальнейшую эволюцию солевого расплава к концентрированному водному флюиду и возможном участии последнего в метасоматических процессах.

**Ключевые слова:** бимодальные вулканические ассоциации, щелочно-салические породы, расплавные и флюидные включения, редкометалльные расплавы, кристаллизационная дифференциация, жидкостная несмешиваемость

**DOI:** 10.31857/S2686739722602630, **EDN:** NYNSVJ

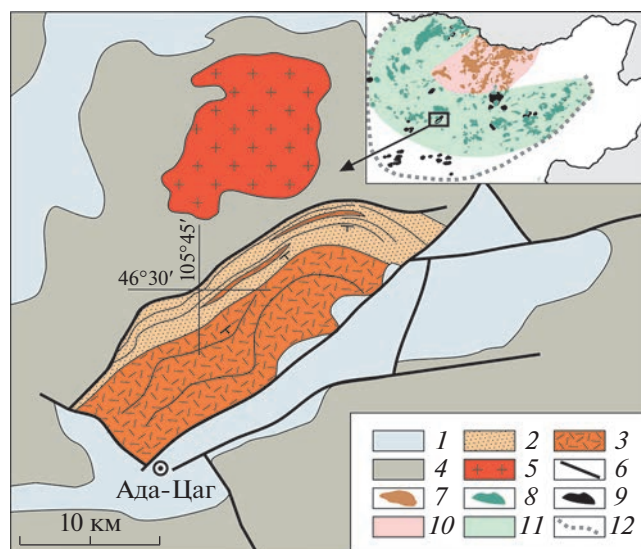
### ВВЕДЕНИЕ

Редкометалльные гранитоиды и их вулканические аналоги (комендиты, пантеллериты, онгониты) являются источником целого ряда экономически важных металлов (Zr, Nb, Ta, Li, Be и

др.), что привлекает к ним внимание большого числа специалистов. К настоящему моменту накоплен значительный фактический материал по геологии, минералогии, геохимии и петрологии редкометалльных гранитоидных систем [1–5]. Однако в проблеме их генезиса остается еще много слабо изученных вопросов, среди которых – состав магм редкометалльных гранитоидов, роль летучих компонентов и фтора в эволюции расплавов, механизмы концентрации редких элементов. Ответы на эти вопросы лежат в области изучения минералообразующих сред. Использование мето-

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук Москва, Россия

\*E-mail: andreeva@igem.ru



**Рис. 1.** Схема строения вулканической ассоциации района Ада-Цаг. Составлена авторами с использованием данных геологической карты Монголии 1:500000, L-48-Б. На врезке показано место района в строении раннемезозойской Хэнтей-Даурской зональной магматической области. 1 – мезо-кайнозойские отложения, 2 – трахириолитовые туфы, 3 – трахириолиты и комендиты, 4 – палеозойские образования, 5 – раннемезозойские лейкограниты, 6 – разломы, 7–12 – обозначения к врезке: 7 – известково-щелочные гранитоиды, 8 – вулканические и plutонические комплексы субщелочной серии, 9 – щелочные граниты, бимодальные вулканические ассоциации, 10 – зона развития известково-щелочных пород, 11 – зона развития пород субщелочной серии, 12 – граница зональной магматической области.

да исследования расплавных включений дает исключительную возможность реконструировать физико-химические условия образования этих пород и установить магматические процессы, ведущие к генерации рудоносных магм.

Настоящие исследования были предприняты с целью изучения состава и условий образования магм комендитов раннемезозойской вулканической ассоциации Ада-Цаг (Монголия), а также выявления механизмов, способствующих накоплению в них редких и редкоземельных элементов.

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Вулканический комплекс Ада-Цаг расположен в Хархоринской зоне раннемезозойского щелочного магматизма, возникшей в западном обрамлении Хэнтейского батолита [6–8]. Вулканический комплекс сопряжен с грабеном, вытянутым в северо-восточном направлении на 30 км при ширине до 10 км. Грабен тяготеет к Адацагской сутуре, зафиксировавшей коллизию бортов Монголо-Охотского океана в южном обрамлении батолита.

Грабен расположен в поле выходов позднекарбонных-раннепермских вулканических пород основного и среднего состава. С юго-востока породы комплекса по разлому граничат с юрскими отложениями.

Вулканический комплекс Ада-Цаг представлен стратифицированной серией вулканических пород, общей мощностью более 1000 м, которая погружается в юго-восточном направлении под углом 15–20°. В нижней его части преобладают пачки туфов и лавобрекчий кварцевых трахириолитов, среди которых отмечаются отдельные тела трахитов, трахидацитов и комендитов. Верхняя часть разреза сложена мощными (до 50 м) потоками комендитов-трахириолитов, а также пакетами их спекшихся туфов и игнимбритов (рис. 1).

Важной составляющей вулканического комплекса являются дайки комендитов, трахириолитов, щелочных гранит-порфиров. Они прослеживаются вдоль вулканического грабена, образуя пояс до 4 км шириной.

Вулканические породы, как правило, тонко раскристаллизованы, среди них выделяются афировые и порфировые разновидности. В порфировых разностях отмечаются фенокристы щелочного полевого шпата и округлые выделения до 2–3 мм темного кварца. Породы даек варьируют от стекловатых до раскристаллизованных и содержат те же вкрапленники, что и лавы.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Главные петрогенные элементы, а также Р в комендитах массива Ада-Цаг определяли методом РФА на спектрометре Axios mAX (“PANalytical”, Нидерланды) в лаборатории ИГЕМ РАН (аналитик Якушев А.И.). Полный спектр редких и редкоземельных элементов в породах был изучен методом ICP-MS в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа в ИПТМ РАН (Черноголовка) по методике [9].

Включения в минералах первоначально изучались оптически в полированных пластинках, толщиной 0.3 мм. Для термометрических исследований расплавных включений использовали муфельные печи и микротермокамеру с визуальным контролем (Linkam TS 1500), позволяющие проводить эксперименты при высоких температурах. Погрешность измерения температуры в муфельных печах оценивалась  $\pm 10^\circ\text{C}$ . Для установления равновесия между расплавом и минералом-хозяином время выдержки образцов в муфельной печи при заданной температуре составляло от 30 до 120 мин.

Изучение флюидных включений проводилось на криокамере Linkam THMSG 600, охлаждающейся жидким азотом (до  $-180^\circ\text{C}$ ) и калиброванной по эталонным искусственным включениям с

углекислотой и водными растворами определенной концентрации. Состав флюидной фазы в расплавных включениях определялся методом Раман-спектроскопии (Институт физической химии и электрохимии им. А.Н. Фрумкина, ИФХЭ РАН) на Раман-спектрометре Renishaw (аналитик А.А. Аверин).

Химические составы кристаллических включений, минеральных фаз в расплавных включениях, а также остаточных и гомогенных стекол расплавных включений изучались на электронном микроанализаторе JXA-8200 (Япония) в ИГЕМ РАН (петрогенные компоненты, F, Cl, S) при следующих условиях: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 10 нА для стекол расплавных включений и ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 20 нА для минеральных фаз. Содержания элементов-примесей и  $H_2O$  в стеклах расплавных включений определялись методом вторично-ионной масс-спектрометрии С.Г. Симакиным на микроанализаторе Cameca IMS-3F в филиале ФТИАН (г. Ярославль) по методике [10].

### ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КОМЕНДИТОВ

Петрографически изученные комендиты представлены порфиоровыми разновидностями с вкрапленниками кварца и щелочного полевого шпата. Микрофельзитовая основная масса сложена в основном калиево-натровым полевым шпатом, кварцем, щелочным амфиболом, ильменитом и титаномагнетитом. Акцессорные минералы представлены цирконом.

Калиево-натровый полевой шпат образует крупные идиоморфные кристаллы, размером до 1 см. Он содержит до 18 мас. %  $Al_2O_3$ , до 6.6 мас. %  $Na_2O$  и до 7.5 мас. %  $K_2O$  при концентрации  $SiO_2$  — 66–68 мас. %. Щелочной амфибол в основной массе отвечает составу фторарфведсонита ( $F = 2-3$  мас. %), содержащего примеси  $TiO_2$  — 3 мас. % и  $CaO$  — 1.4 мас. %. Сумма щелочей ( $Na_2O + K_2O$ ) в нем составляет 9 мас. %. Ильменит содержит 49 мас. %  $TiO_2$  и 46 мас. %  $FeO$ . Примечательно, что в основной массе также зафиксирован минерал с высокими содержаниями Се, La и F. Определить состав этой фазы оказалось возможно только на полуколичественном уровне вследствие ее малого размера. Однако идентичный минерал встречен в виде кристаллического включения в кварце комендитов. Его состав соответствует карбонату редких земель — бастнезиту. В нем содержится 33.1 мас. %  $Se_2O_3$ , 25.4 мас. %  $La_2O_3$ , 2.1 мас. %  $CaO$ , 9.2 мас. % F.

В петрохимическом отношении комендиты относятся к кислым породам щелочного ряда калиево-натровой серии с коэффициентом апгаитности ( $Ka$ ) = 1.04. Геохимическими особенностями этих пород являются повышенные содержа-

ния высокозарядных элементов — Zr (до 1150 ppm), Nb (до 44 ppm), Y (до 98 ppm), а также РЗЭ (сумма = 500–580 ppm) и низкие концентрации Ba (28–32 ppm) и Sr (до 17 ppm). Накопление редких и редкоземельных элементов в изученных породах сопровождается ярко выраженной Eu-аномалией, что объясняется значительным фракционированием полевых шпатов, и свидетельствует, по-видимому, о глубокой степени дифференциации магм для этих пород (рис. 2).

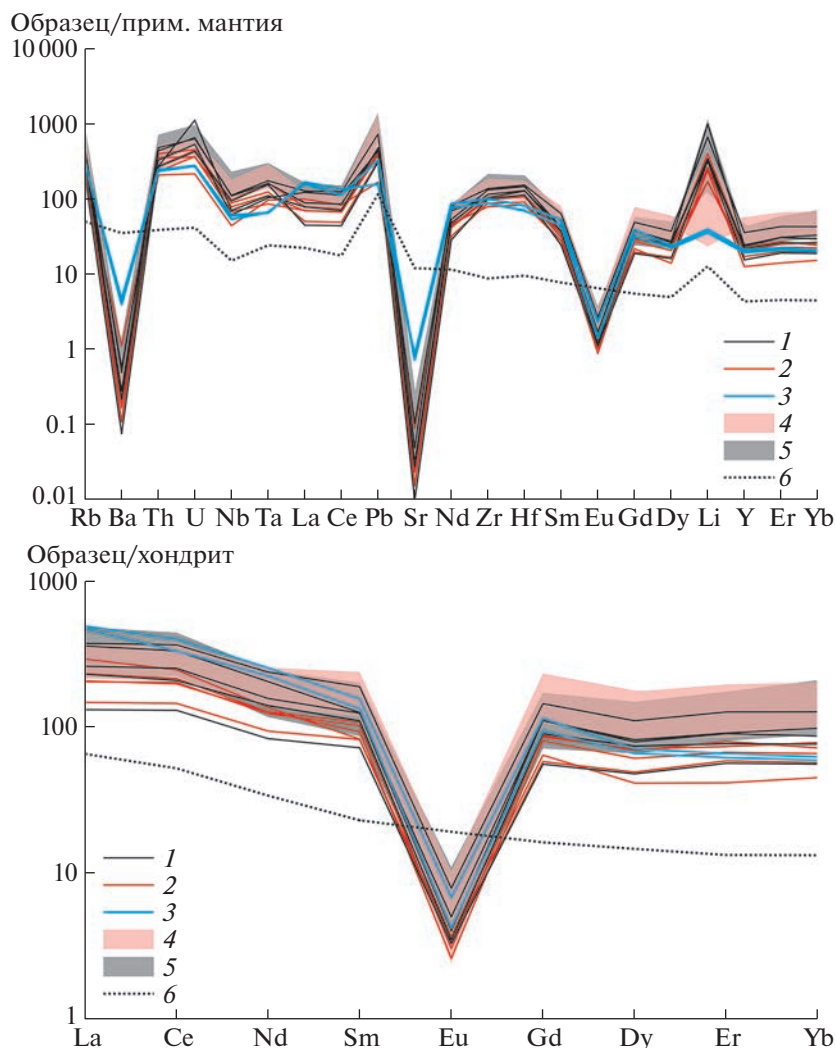
### ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

**Расплавные включения.** Первичные расплавные включения установлены в кварце двух образцов комендитов (обр. СГ-6/6 и СГ-6/4), отобранных в разных частях разреза вулканической толщи. Они имеют форму отрицательного кристалла и размеры — от 30 до 90 мкм (рис. 3). По фазовому составу расплавные включения во вкрапленниках из обоих образцов сходны и состоят из стекла, газового пузырька и дочерних минералов, в числе которых определены флюорит, слюда, калиевый полевой шпат. Флюорит во включениях наблюдается в виде скелетных выделений и содержит незначительную примесь  $Se_2O_3$ . Слюда отвечает составу полилитонита. В ней содержится 60 мас. %  $SiO_2$ , 11.3 мас. %  $Al_2O_3$ , 3.4 мас. %  $FeO$ , 11.6 мас. %  $K_2O$ , 10 мас. % F. Дефицит в сумме компонентов, в среднем, составляет 7 мас. %. По результатам ионно-зондовых исследований нами были зафиксированы высокие содержания Li в слюде.

Остаточные (негретые) стекла расплавных включений во всех изученных образцах характеризуются крайне высокими концентрациями  $Na_2O + K_2O$ , в сумме достигающими 11–12 мас. % при содержании  $SiO_2$  — 67–70 мас. %,  $Al_2O_3$  — до 13.5 мас. %,  $FeO$  — 3.3–3.6 мас. %. Концентрация F составляет 0.4–0.7 мас. %. Содержания  $H_2O$  в стеклах расплавных включений достигают 2.3 мас. %. Согласно классификационной диаграмме  $SiO_2$ —( $Na_2O + K_2O$ ) составы изученных остаточных стекол расплавных включений попадают в поле риолитов [11].

Проведенная серия термометрических опытов с расплавными включениями в кварце комендитов (обр. СГ-6/6 и СГ-6/4) показала, что их гомогенизация осуществлялась в температурном интервале 880–930°C. Вместе с тем в ряде включений достигнуть полной гомогенизации включений не удалось, газовый пузырек в них сохранялся вплоть до 1200°C.

Использование метода Раман-спектроскопии позволило изучить состав газовой фазы в расплавных включениях. Полученные спектры приведены на рис. 4. На спектрах отчетливо наблюдаются два широких пика: в области  $3580\text{ см}^{-1}$  и в



**Рис. 2.** Спектры распределения содержаний редких и редкоземельных элементов в комендитах (1) и гомогенных стеклах расплавных включений в кварце комендитов вулканической ассоциации Ада-Цаг (2 – из обр. СГ-6/4, 3 – из обр. СГ-6/6), а также в стеклах гомогенизированных расплавных включений в кварце комендитов комплекса Сант (4) и пантеллеритов комплекса Дзарта-Худук (5). Средний состав континентальной коры (6) по [19], составы примитивной мантии и хондрита по [20].

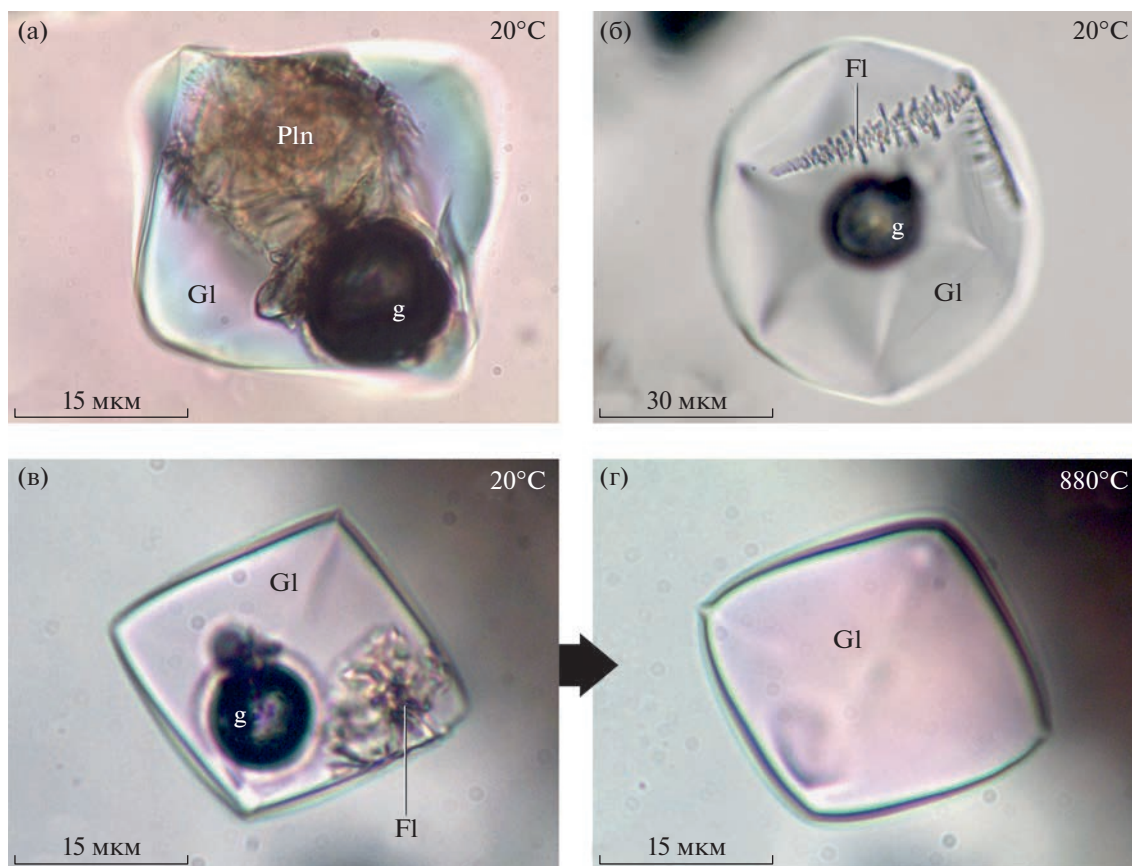
области  $1630\text{ см}^{-1}$ , связанных с комбинационным рассеянием О–Н в молекулах  $\text{H}_2\text{O}$  [12]. Кроме того, в спектре флюидной фазы присутствуют интенсивные линии с волновыми числами 354, 586, 4126, 4143, 4156 и  $4161\text{ см}^{-1}$ , характерными для  $\text{H}_2$  [12]. Таким образом, полученные характеристики рамановских спектров свидетельствуют о том, что преобладающими компонентами состава газовой фазы являются вода и водород.

**Флюидные включения.** Первичные флюидные включения были установлены во вкрапленниках кварца. Обнаружение флюидных и расплавных включений в разных зонах роста зёрен кварца не позволяет предполагать их одновременный захват. Флюидные включения приурочены к краевым частям вкрапленника и имеют размеры от 20

до 30 мкм и состоят из водного раствора и газового пузырька.

Криометрические исследования показали, что температуры замерзания жидкой фазы составляют  $-36\ldots-37^\circ\text{C}$ . Температура начала плавления раствора (эвтектики) соответствует интервалу  $-21.5\ldots-22.1^\circ\text{C}$ . Температуры плавления льда составляют от  $-2.7$  до  $-2.6^\circ\text{C}$ , что отвечает солёности раствора 4.5–4.3 экв. NaCl. Температура гомогенизации флюидных включений равна  $101\text{--}103^\circ\text{C}$ . Рассчитанная плотность флюида составила  $0.96\text{ г/см}^3$ .

Вместе с тем необходимо отметить, что измененные значения температуры эвтектики близки к температуре эвтектики таких бинарных систем, как  $\text{H}_2\text{O}\text{--NaCl}$  и  $\text{H}_2\text{O}\text{--KF}$ . Учитывая высокие концентрации F и щелочей в стеклах гомогенизи-



**Рис. 3.** Расплавные включения в кварце комендитов: а, в, г — из обр. СГ-6/4, б — из обр. СГ-6/6. Проходящий свет, без анализатора. Gl — стекло, g — газовый пузырек, Fl — флюорит, Pln — полилитоинит.

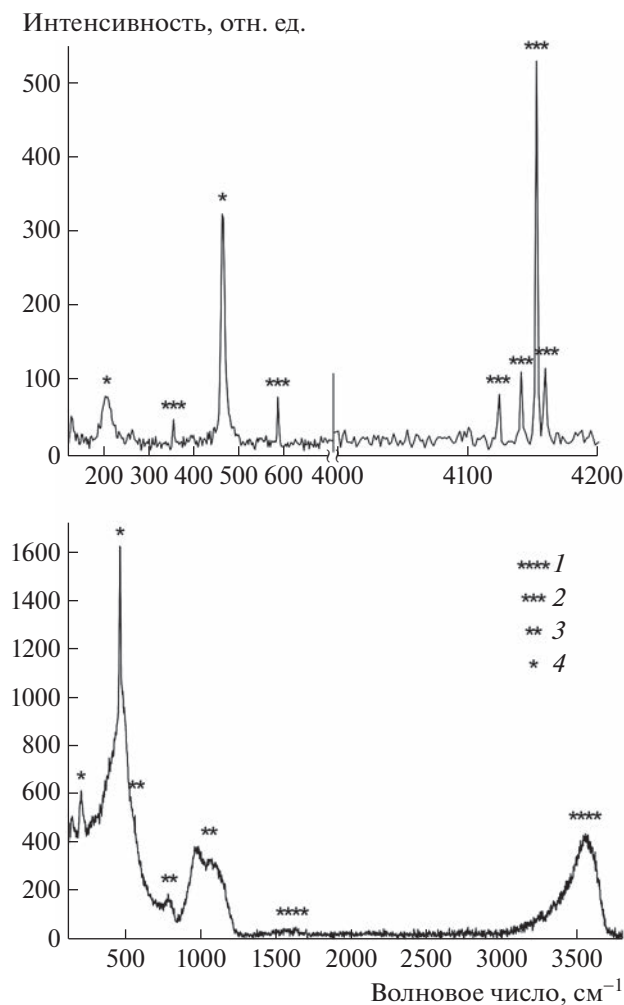
рованных расплавных включений, а также наличие флюорита в качестве дочерней фазы этих включений можно предположить, что выявленная флюидная фаза является раствором KF. Концентрация KF в растворе соответствуют 4.0–4.1 мас. %.

*Породообразующие элементы и элементы-примеси в изученных расплавных включениях.* Стекла гомогенных расплавных включений в кварце комендитов имеют риолитовый состав ( $\text{SiO}_2 = 71\text{--}75$  мас. %) и характеризуются высокой глинозёмистостью ( $A/\text{CNK} = 1.1\text{--}1.2$ ) и щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 9.5\text{--}11.8$  мас. %) при практически равных содержаниях  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Коэффициент алкаитности колеблется в интервале 1.11–1.51. Во всех анализах стекол расплавных включений наблюдается дефицит в сумме петрогенных компонентов от 1.5 до 4.5 мас. % (табл. 1). Проведенные ионнозондовые исследования показали присутствие в них заметных концентраций воды — от 1.6 до 3.7 мас. %. Кроме того, важной особенностью состава стекол расплавных включений являются высокие содержания в них фтора — от 0.9 до 1.2 мас. %.

Изучение редкоэлементного состава стекол гомогенизированных расплавных включений в

кварце всех изученных образцов, а также пород, показало, что они имеют сходный характер распределения элементов-примесей (рис. 2) и обогащены по сравнению со средним составом континентальной коры большинством редких и редкоземельных элементов. Так, например, концентрации Zr в стеклах расплавных включений варьируют в диапазоне 900–1568 ppm, Rb — 114–240 ppm, Nb — 40–70 ppm, Y — 72–112 ppm, Th — 21–40 ppm. Глубокие минимумы в содержаниях Ba, Sr, Eu, отчетливо проявленные на спайдер-диаграмме, свидетельствуют о значительном фракционировании полевых шпатов в процессе кристаллизации пород. Наибольшее различие в составе стекол расплавных включений и пород наблюдается в содержаниях Li. В комендитах концентрация этого элемента не превышает 62 ppm, в то время, как в стеклах расплавных включений она составляет 266–633 ppm для образца СГ-6/6 и 503–1566 ppm для образца СГ-6/4.

На диаграммах с нормированными содержаниями редкоземельных элементов видно, что характер распределения РЗЭ как в стеклах расплавных включений, так и в породах идентичен (рис. 2). В целом отмечается обогащение расплавов и по-



**Рис. 4.** Рамановские спектры газовой фазы расплавных включений. 1 — пики  $\text{H}_2\text{O}$ , 2 — пики  $\text{H}_2$ , 3 — спектр стекла во включении, 4 — спектр кварца, содержащего расплавное включение.

род редкоземельными элементами, с некоторым преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми. Сумма РЗЭ в стеклах расплавных включений составляет 207–564 ppm при величине  $(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 2\text{--}4$ . Обращает на себя внимание более высокая концентрация легких РЗЭ в породах по сравнению с расплавными включениями. Это, вероятно, связано с кристаллизацией редкоземельных минералов в ходе эволюции комендитовой магмы, что подтверждается находкой кристаллических включений бастнезита в кварце комендитов, а также присутствием этого минерала в основной массе пород.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследования расплавных и флюидных включений позволяют охарактеризовать состав и условия формирования магм коменди-

тов бимодальной ассоциации Ада-Цаг. Определено, что кристаллизация вкрапленников этих пород происходила в интервале температур 880–930°C из водонасыщенных (до 3.7 мас. %  $\text{H}_2\text{O}$ ) редкометалльных расплавов, с высокими содержаниями Li, Zr, F, а также повышенными концентрациями Rb, Nb, Y и Th.

Сопоставление полученных нами данных о содержании воды в расплаве и результатов термодинамического моделирования зависимости растворимости  $\text{H}_2\text{O}$  от температуры и давления в кислых силикатных расплавах [13] позволило оценить минимальное давление кристаллизации комендитовых магм. Содержание воды в гомогенных стеклах расплавных включений в кварце комендитов при температуре 880°C достигает 3.7 мас. %, что отвечает давлению 1000 бар. Исходя из этих данных, можно заключить, что кристаллизация кварца из комендитового расплава происходила на глубине ~3.5 км. Необходимо отметить, что использование флюидных включений для оценки давления кристаллизации нам представляется недостаточно обоснованным, поскольку убедительного доказательства сингенетичности расплавных и флюидных включений не обнаружено.

С помощью рамановской спектроскопии в газовой фазе некоторых включений в кварце комендитов из обр. СГ-6/4 были определены вода и водород. Отметим, что обнаружение водорода в газовой фазе довольно редкое явление и для магматических пород было зафиксировано при изучении расплавных включений в хромдиопсиде Инаглинского месторождения в Якутии [14] и чкаловите из щелочных пород провинции Гардар в Гренландии [15].

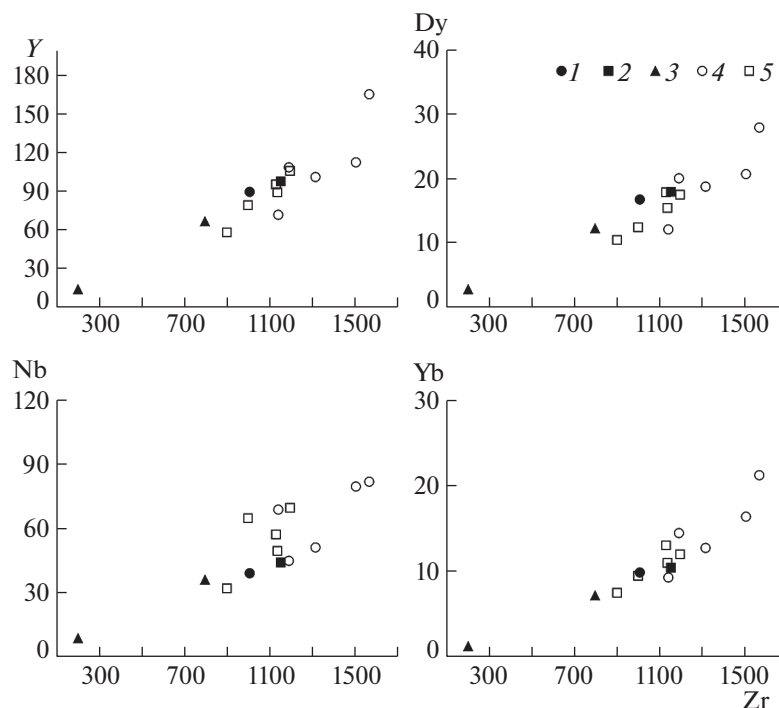
Выявление газообразного водорода во включении может быть объяснено разложением воды при отделении летучих от магматического расплава. В обзоре составов вулканических газов [16] показано, что наиболее высокотемпературные фумарольные газы содержат несколько мольных процентов водорода, что контролируется буфером QFM. Присутствие водорода во включении вероятно указывает на захват газовой фазы, отделившейся при дегазации расплава. Расчет содержания водорода для температуры 900°C и давления 1000 бар дает 1 мол. %  $\text{H}_2$  [16]. При нормальных условиях в газовом пузырьке включения способно сохраняться давление водорода 2.5 бар, рассчитанное по уравнению состояния идеального газа. По-видимому, такое значительное количество водорода может сохраняться в расплавных включениях и быть выявлено методами спектроскопии комбинационного рассеяния.

Таким образом, кристаллизация магм комендитов происходила из флюидонасыщенных расплавов при температурах 880–930°C и давлении

**Таблица 1.** Содержания петрогенных (мас. %), летучих (мас. %) и редких (ppm) элементов в породах и в расплавных включениях в кварце комендитов проявления Ада-Цаг

|                                | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 76.54 | 76.20 | 72.20 | 73.45 | 72.03 | 74.70 | 72.62 | 71.17 | 71.83 | 71.25 | 75.62 | 75.50 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.23  | 0.23  | 0.18  | 0.15  | 0.22  | 0.16  | 0.19  | 0.23  | 0.20  | 0.20  | 0.26  | 0.17  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11.35 | 11.21 | 12.14 | 11.69 | 12.6  | 10.59 | 11.68 | 10.53 | 9.95  | 11.34 | 10.38 | 10.09 |
| FeO                            | 1.94  | 2.24  | 1.91  | 2.04  | 1.83  | 2.13  | 2.32  | 3.20  | 2.35  | 2.08  | 2.46  | 2.59  |
| MnO                            | 0.02  | 0.03  | 0.06  | 0.05  | 0.08  | 0.04  | 0.03  | 0.05  | 0.05  | 0.00  | 0.00  | 0.07  |
| MgO                            | 0.05  | 0.05  | 0.01  | 0.02  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| CaO                            | 0.17  | 0.19  | 0.13  | 0.16  | 0.20  | 0.13  | 0.10  | 0.14  | 0.10  | 0.16  | 0.14  | 0.14  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.03  | 4.00  | 5.34  | 5.32  | 5.59  | 4.72  | 5.04  | 5.68  | 4.75  | 4.20  | 4.50  | 4.38  |
| K <sub>2</sub> O               | 4.75  | 4.73  | 5.15  | 5.08  | 5.14  | 4.79  | 5.10  | 6.09  | 5.76  | 5.27  | 4.67  | 4.64  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.02  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.02  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  |
| П.п.п.                         | 0.69  | 0.76  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| F                              | —     | —     | 1.10  | 0.97  | 0.99  | 0.92  | 0.88  | 1.21  | 1.26  | 1.15  | 1.00  | 0.98  |
| Cl                             | —     | —     | 0.04  | 0.06  | 0.04  | 0.05  | 0.03  | 0.08  | 0.06  | 0.03  | 0.04  | 0.08  |
| SO <sub>3</sub>                | —     | —     | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.05  | 0.01  | 0.02  | 0.00  | 0.03  | 0.03  | 0.00  |
| Сумма                          | 99.08 | 98.90 | 98.11 | 98.57 | 98.23 | 97.88 | 97.61 | 97.88 | 95.77 | 95.24 | 98.69 | 98.21 |
| H <sub>2</sub> O               | —     | —     | 1.67  | 1.96  | 2.29  | 1.45  | 2.35  | 2.70  | 3.66  | 1.78  | 2.97  | 1.59  |
| Ka                             | 1.04  | 1.04  | 1.18  | 1.21  | 1.22  | 1.22  | 1.18  | 1.51  | 1.41  | 1.11  | 1.20  | 1.21  |
| Li                             | 62.4  | 56.3  | 633   | 412   | 376   | 266   | 270   | 1050  | 1566  | 544   | 521   | 503   |
| Be                             | 6.16  | 5.78  | 10.6  | 9.98  | 5.58  | 9.86  | 10.3  | 15.4  | 11.2  | 13.1  | 11.4  | 11.4  |
| B                              | —     | —     | 33.7  | 30.1  | 15.1  | 30.1  | 34.8  | 40.4  | 32.1  | 34.9  | 31.7  | 31.7  |
| V                              | 5.20  | 4.70  | 6.07  | 5.54  | 4.02  | 4.91  | 3.11  | 7.20  | 5.71  | 5.68  | 5.26  | 2.25  |
| Rb                             | 189   | 194   | 217   | 181   | 114   | 210   | 188   | 295   | 236   | 240   | 197   | 133   |
| Sr                             | 17.8  | 15.7  | 0.59  | 0.66  | 1.93  | 0.50  | 0.33  | 1.04  | 0.66  | 2.22  | 0.58  | 0.21  |
| Y                              | 97.6  | 89.5  | 105   | 89.2  | 58.1  | 95.2  | 79.2  | 112   | 291   | 109   | 101   | 71.7  |
| Zr                             | 1153  | 1007  | 1196  | 1137  | 900   | 1130  | 999   | 1568  | 1507  | 1190  | 1316  | 1140  |
| Nb                             | 44.0  | 39.0  | 69.4  | 40.0  | 41.1  | 57.0  | 64.6  | 81.5  | 79.2  | 44.8  | 51.0  | 68.6  |
| Ba                             | 32.0  | 28.3  | 1.44  | 1.43  | 7.98  | 1.18  | 0.77  | 3.47  | 1.96  | 4.01  | 1.54  | 0.53  |
| La                             | 120   | 115   | 56.6  | 50.5  | 71.4  | 50.0  | 36.1  | 91.5  | 63.8  | 87.8  | 56.4  | 32.2  |
| Ce                             | 254   | 210   | 137   | 125   | 156   | 128   | 92    | 232   | 160   | 211   | 132   | 82.5  |
| Nd                             | 120   | 106   | 60.1  | 61.0  | 64.4  | 58.3  | 44.3  | 112   | 74.0  | 96.7  | 66.3  | 39.3  |
| Sm                             | 23.8  | 20.3  | 16.5  | 14.2  | 12.6  | 15.5  | 12.5  | 28.8  | 20.0  | 19.1  | 16.8  | 11.0  |
| Eu                             | 0.39  | 0.24  | 0.17  | 0.15  | 0.20  | 0.21  | 0.19  | 0.45  | 0.29  | 0.23  | 0.20  | 0.19  |
| Gd                             | 23.3  | 19.1  | 17.8  | 16.4  | 13.0  | 17.4  | 11.8  | 29.4  | 22.5  | 22.5  | 18.3  | 11.3  |
| Dy                             | 17.9  | 16.7  | 17.5  | 15.4  | 10.4  | 17.8  | 12.4  | 27.9  | 20.6  | 20.0  | 18.7  | 12.1  |
| Er                             | 10.9  | 10.2  | 13.2  | 11.1  | 6.85  | 12.2  | 9.70  | 20.9  | 15.1  | 14.9  | 12.7  | 9.3   |
| Yb                             | 10.4  | 9.85  | 12.0  | 11.0  | 7.50  | 13.0  | 9.46  | 21.1  | 16.3  | 14.4  | 12.7  | 9.3   |
| Hf                             | 25.6  | 22.0  | 34.8  | 34.5  | 26.3  | 33.8  | 28.6  | 48.2  | 46.0  | 40.3  | 40.8  | 35.6  |
| Ta                             | 2.71  | 2.74  | 6.73  | 3.55  | 4.00  | 4.59  | 5.12  | 7.22  | 6.68  | 4.30  | 4.54  | 6.41  |
| Pb                             | 10.8  | 22.8  | 28.5  | 26.4  | 11.5  | 28.1  | 21.9  | 50.5  | 32.7  | 30.0  | 33.1  | 21.3  |
| Th                             | 22.1  | 21.3  | 36.2  | 21.0  | 18.8  | 24.5  | 32.3  | 43.6  | 39.6  | 29.8  | 24.6  | 24.2  |
| U                              | 5.97  | 5.98  | 9.80  | 7.94  | 4.68  | 9.56  | 7.78  | 13.6  | 14.1  | 11.6  | 8.5   | 9.30  |
| ΣРЗЭ                           | 581   | 498   | 363   | 329   | 367   | 339   | 246   | 564   | 393   | 487   | 301   | 207   |

Примечание. FeO — железо общее. 1–2 — комендит: 1 — обр. СГ-6/6, 2 — обр. СГ-6/4. 3–12 — стекла гомогенизированных расплавных включений: 3–7 — в кварце обр. СГ-6/6, 8–12 — в кварце обр. СГ-6/4, Ka — коэффициент апаитности. Прочерк — содержания не определялись.



**Рис. 5.** Вариации содержаний (в ppm) редких элементов относительно Zr в породах (1–3) и стеклах расплавных включений в кварце комендитов (4, 5) вулканической ассоциации Ада-Цаг. 1 – комендиты, обр. СГ-6/4, 2 – комендиты, обр. СГ-6/6, 3 – риолиты, 4, 5 – стекла гомогенизированных расплавных включений в кварце комендитов: 4 – обр. СГ-6/4, 5 – обр. СГ-6/6.

1000 бар на глубине ~3.5 км и сопровождалась процессами дегазации.

Анализ редкоэлементного состава стекол расплавных включений позволил выявить следующие закономерности в поведении элементов-примесей в расплавах. На графиках (рис. 5) показаны вариации некоторых редких и редкоземельных элементов в стеклах гомогенизированных расплавных включений и породах относительно Zr, выбранного в качестве индекса дифференциации. Отчетливые прямые корреляции между содержаниями Zr и Nb, Y, Dy, Yb во всем диапазоне составов расплавов и пород свидетельствуют об их накоплении в ходе магматической эволюции. Подобные тенденции прослеживаются и для других элементов, таких как Rb, Ta, Hf, Pb, U, Sm, Gd, Er. Отсутствие корреляций между Zr и легкими РЗЭ, как уже отмечалось, связывается нами с фракционированием редкоземельных минеральных фаз на ранних этапах кристаллизации магматического расплава. Таким образом, наличие единых трендов между расплавами и породами позволяет предполагать определяющую роль процесса кристаллизационной дифференциации в накоплении многих редких элементов в кислых щелочных расплавах вулканического комплекса Ада-Цаг.

Нашими предыдущими исследованиями были получены важнейшие результаты, касающиеся

состава и эволюции магм, принимающих участие в формировании пород бимодальных магматических ассоциаций Дзарта-Худук и Сант, развитых в пределах Хархоринской рифтовой зоны [17, 18]. Следует подчеркнуть, что перечисленные комплексы и комплекс Ада-Цаг имеют идентичную специфику состава слагающих их пород. Было показано, что за образование ряда щелочно-силикатных пород отвечали сильно дифференцированные редкометалльные силикатные щелочные расплавы с высокими концентрациями Li, Zr, Rb, Y, Hf, Th, U и редкоземельных элементов. Во вмещающих пантеллеритов бимодальной ассоциации Дзарта-Худук проведенные термометрические исследования расплавных включений позволили зафиксировать явления несмешиваемости силикатного и литийсодержащего фторидного расплавов при температуре 800°C, что явилось бесспорным свидетельством в пользу принципиальной возможности отделения редкометалльных солевых расплавов от щелочных магм на заключительных этапах дифференциации.

Сопоставление минерального состава негретых расплавных включений бимодальных ассоциаций Ада-Цаг, Дзарта-Худук и Сант выявило их несомненное сходство. Для них типично присутствие в качестве дочерних минеральных фаз флюорита и полилитионита, что отражает специ-

ализацию расплавов в отношении Li и F. Стекла гомогенизированных расплавных включений во вкрапленниках пород всех вулканических комплексов близки по геохимическим характеристикам, в том числе по уровням концентрации и характеру распределения редких и редкоземельных элементов (рис. 2). Важной особенностью является наличие максимума в содержаниях Li в спектре распределения редких элементов, за исключением части расплавных включений из вкрапленников комендитов ассоциации Сант. Учитывая, что стекла последних характеризуются крайне низкими концентрациями Li, F и H<sub>2</sub>O, они рассматривались нами, как остаточные силикатные магмы после отделения от них солевого (фторидного) расплава.

Таким образом, исследование природы комендитовых расплавов бимодальной ассоциации Ада-Цаг выявило много общего с эволюцией одновозрастных (раннемезозойских), аналогичных по составу пород бимодальных ассоциаций Хархоринской рифтовой зоны. Это дает нам основания предложить сходный для них механизм формирования, предполагающий накопление многих редких и редкоземельных элементов, а также летучих компонентов (F, H<sub>2</sub>O) в процессе кристаллизационной дифференциации. Впоследствии от таких комендитовых магм могло произойти отделение богатого Li, F и водой солевого расплава. Обнаружение во вкрапленниках кварца водных включений предположительно фторидного состава позволяет допустить дальнейшую эволюцию солевого расплава к концентрированному водному флюиду и возможном участии последнего в метасоматических процессах.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00033.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука. 1977. 250 с.
2. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
3. Christiansen E.H., Sheridan M.F., Burt D.M. The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the Western United States // The Geol. Soc. Amer. Special Paper. 1986. V. 205. 82 p.
4. Trueman, D.L., Pedersen, J.C., de St. Jorre, et al. The Thor Lake, N.W.T., rare-metal deposits. In: Taylor, R.P., Strong, D.F. (Eds.), Granite-Related Mineral Deposits: Geology, Petrogenesis and Tectonic Setting. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. 1988. Special Volume, Vol. 39, P. 279–284.
5. Антипин В.С., Андреева И.А., Коваленко В.И., Кузнецов В.А. Геохимические особенности онгонитов

Ары-Булакского массива, Восточное Забайкалье // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 601–617.

6. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003а, Т. 11. № 2. С. 164–178.
7. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология. 2003б. Т. 11. № 3. С. 227–254.
8. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305–1320.
9. Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А. и др. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. В. 73. С. 12–22.
10. Соболев А.В. // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
11. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра. 1981. 160 с.
12. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. // Journal of Geochemical Exploration. 2012. V. 112, P. 1–20.
13. Papale P. Modeling of the solubility of a two-component H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub> fluid in silicate liquids // Amer. Mineral. 1999. V. 84. P. 477–492.
14. Наумов В.Б., Каменецкий В.С., Томас Р. и др. // Геохимия. 2008. № 6. С. 603–614.
15. Konnerup-Madsen J., Dubessy J., Rose-Hansen J. Combined Raman microprobe spectrometry and microthermometry of fluid inclusions in minerals from igneous rocks of the Gardar province (south Greenland) // Lithos. 1985. V. 18. P. 271–280.
16. Giggenbach W.F. Chemical Composition of Volcanic Gases // Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. 1996. P. 221–256.
17. Андреева И.А., Коваленко В.И. // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 363–385.
18. Андреева И.А., Борисовский С.Е., Ярмолюк В.В. Комендитовые расплавы раннемезозойской бимодальной ассоциации Сант (Центральная Монголия) и механизмы их формирования // ДАН. 2018. Т. 481. № 4. С. 400–406.
19. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Evolution and Composition. London: Blackwell. 1985. 312 p.
20. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts; Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society of London Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.

# MAGMA COMPOSITION AND FORMATION CONDITIONS OF ALKALI-SALIC ROCKS OF THE EARLY MESOZOIC ADAATSAG BIMODAL ASSOCIATION OF THE KHARKHORIN RIFT ZONE OF CENTRAL ASIA (DATA FROM THE STUDY OF MELT INCLUSIONS IN MINERALS)

I. A. Andreeva<sup>a, #</sup>, Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk<sup>a</sup>, and S. E. Borisovsky<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: andreeva@igem.ru*

Based on the method of investigation of melt inclusions using electron and ion microprobe, the magma composition and formation conditions of comendites of the Early Mesozoic Adaatsag volcanic association (Mongolia) were studied. The mechanisms leading to the accumulation of rare and rare earth elements in them were determined. Melt and fluid inclusions are found in quartz from the comendites, collected from different parts of the volcanic sequence. The melt inclusions consist of glass, a gas bubble and daughter minerals represented by fluorite, polyolithionite and potassium feldspar. The use of the Raman spectroscopy method made it possible to study the composition of the gas phase in melt inclusions. It is determined that the predominant components of the gas phase are water and hydrogen. Fluid inclusions are represented by aqueous solutions that correspond to KF in composition. The concentration of KF in the solution reach up to 4.0–4.1 wt. %. Thermometric experiments with melt inclusions and analysis of the composition of glasses of homogenized melt inclusions in quartz of the comendites showed that the crystallization of magmas of these rocks occurred from water-saturated rare-metal melts with high contents of Li, Zr, F, Rb, Nb, Y and Th at temperatures of 880–930°C and at a pressure of 1000 bar at a depth of ~3.5 km and was accompanied by degassing processes. Comparison of the obtained data on the study of melt inclusions in the phenocrysts of the alkali-salic rocks of the same age volcanic associations Adaatsag, Dzarta-Khuduk and Sant, developed within the Kharkhorin rift zone, revealed general patterns of their magma evolution. This allowed us to propose a similar mechanism of their formation, involving the accumulation of many rare and rare-earth elements, as well as volatile components (F, H<sub>2</sub>O) in the process of crystallization differentiation. Subsequently, a salt melt rich in Li, F and water could be separated from such comendite magmas. The detection of fluoride aqueous inclusions in quartz allows us to suppose the further evolution of the salt melt leading to the appearance of a concentrated aqueous fluid and the possible participation of the latter in metasomatic processes.

**Keywords:** bimodal volcanic associations, alkaline-salic rocks, melt and fluid inclusions, rare-metal melts, crystallization differentiation, liquid immiscibility

УДК 551.72:549.02:550.4.08

## U–Pb (ID-TIMS)-ВОЗРАСТ ГРАНАТА ИЗ АЙЛЛИКИТОВ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ

© 2023 г. М. В. Стифеева<sup>1,\*</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>1</sup>, А. А. Носова<sup>2</sup>,  
член-корреспондент РАН А. Б. Котов<sup>1</sup>, А. А. Возняк<sup>2</sup>, Д. А. Димитрова<sup>3</sup>

Поступило 18.11.2022 г.  
После доработки 15.12.2022 г.  
Принято к публикации 15.12.2022 г.

Проведены U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования граната из айллицитов Канда-лакшского роя даек (Кольская щелочная провинция). Полученная оценка U–Pb возраста граната ( $374 \pm 3$  млн лет) совпадает с интервалом (373–377 млн лет) главного этапа щелочного магматизма Кольской провинции (LIP). Это позволяет сделать вывод о синхронности формирования пород дайкового комплекса Кандалакшского залива и пород фойдитовой серии щелочно-ультраосновных массивов этой провинции.

**Ключевые слова:** айллициты, Кольская щелочная провинция, Балтийский щит, гранат, U–Pb (ID-TIMS)-возраст

**DOI:** 10.31857/S2686739722602782, **EDN:** NZCYWJ

Кольская щелочная провинция, занимающая северо-восточную часть Фенноскандинавского щита, относится к числу крупнейших магматических провинций мира. В ее состав входят многофазные комплексы Хибин и Ловозера, массивы щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, дайки щелочных и карбонатных пород и, наконец, трубки взрыва кимберлитов [1].

За долгие годы изучения Кольской щелочной провинции накоплен большой массив геологических и геохронологических данных. Преимущественно исследования посвящены ультраосновным комплексам и щелочно-ультраосновным массивам провинции, тогда как данные о возрасте пород дайкового комплекса имеют фрагментарный характер. Это объясняется, во-первых, их геологической позицией — наряду с дайковыми телами, приуроченными к интрузивным

комплексам, также распространены обособленные рой даек, не имеющие секущих контактов с щелочно-ультраосновными массивами. Другой причиной, затрудняющей получение геохронологической информации, является специфический химический состав этих пород и отсутствие в них традиционных минералов-геохронометров. Имеющиеся данные об их возрасте (360–380 млн лет) получены преимущественно K–Ar и Ar–Ar методами по слюдам, плагиоклазу и амфиболу [2–5].

В данной статье обсуждаются результаты U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований кальций-железистых гранатов из дайки айллицитов Кандалакшского роя (западная части Кандалакшского залива) (рис. 1). Для пород данного роя характерно преобладание даек ультрамафических лампрофиров, тогда как в других роях преимущественно распространены породы щелочного (мончикиты) и щелочно-ультраосновного состава (нефелиниты, фонолиты) [6].

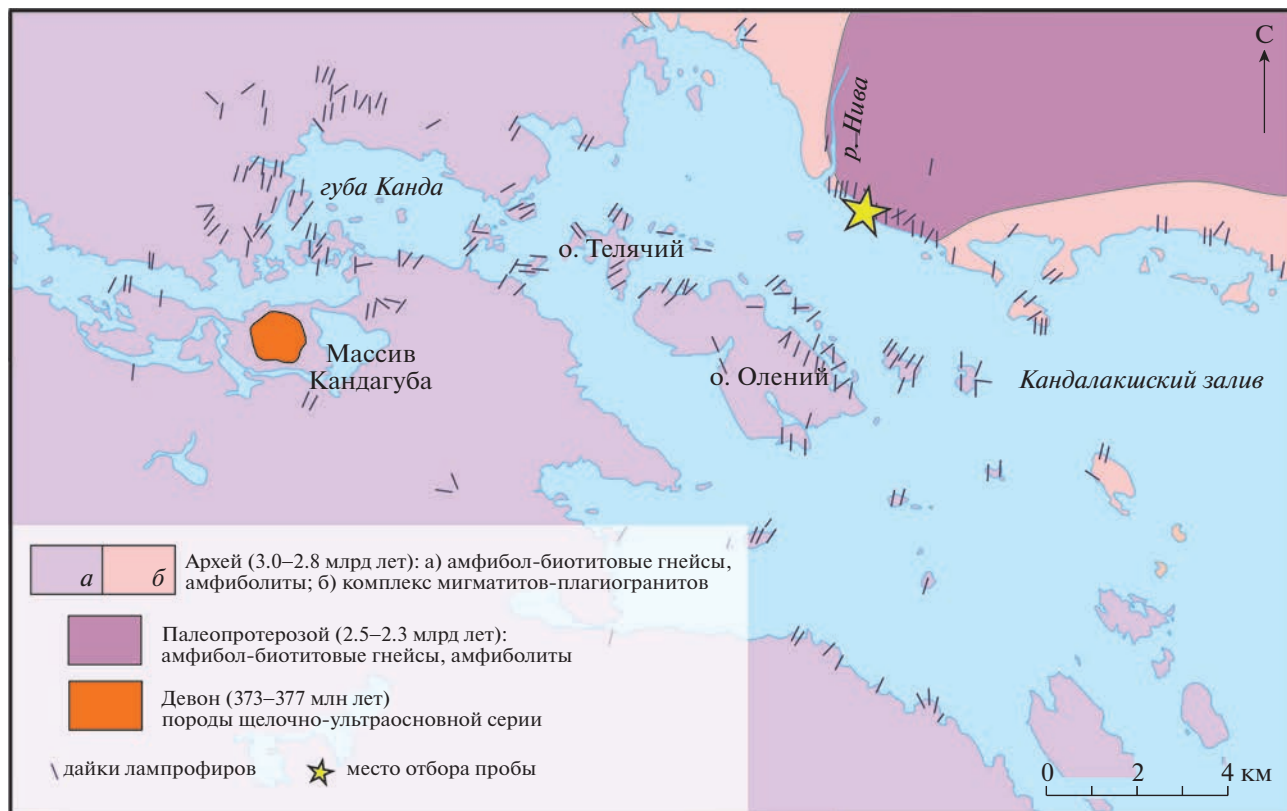
Особенности химического состава айллицитов Кандалакшского роя даек указывают на умеренную степень фракционирования расплава с общим трендом уменьшения содержания  $\text{SiO}_2$  [6]. В то же время для остальных щелочно-ультраосновных пород Кольской провинции характерна высокая степень фракционирования с увеличением содержания  $\text{SiO}_2$  и отделением карбонати-

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия  
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

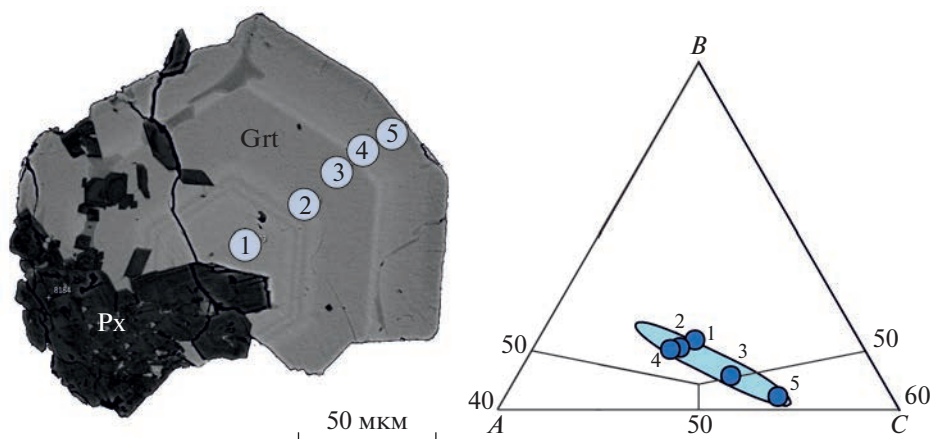
<sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup> Геологический институт Болгарской Академии Наук,  
София, Болгария

\*E-mail: stifeeva.maria@yandex.ru



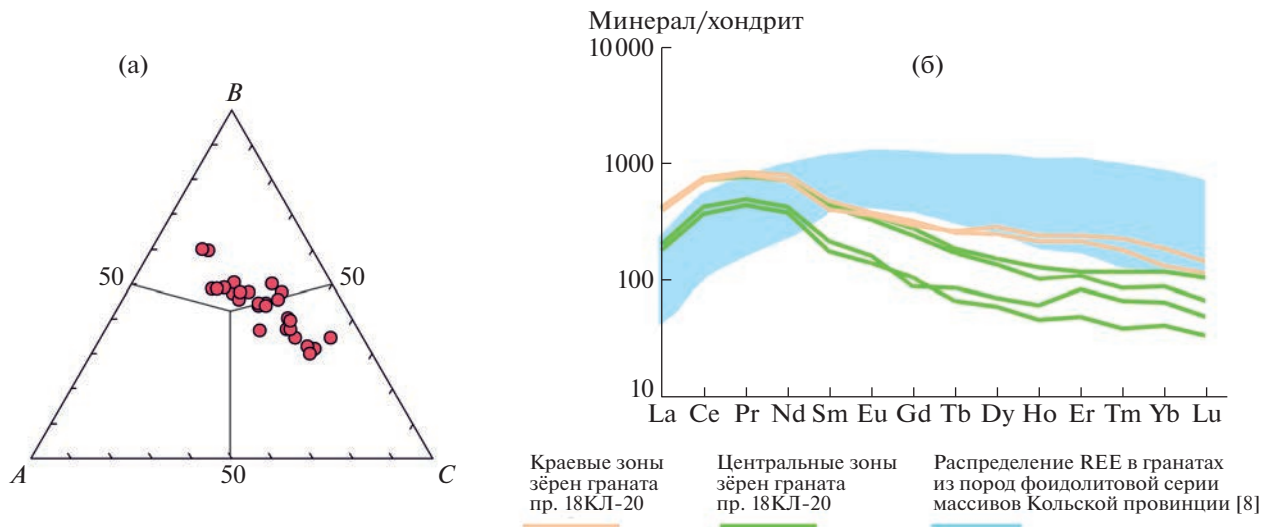
**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта западной части Кандалакшского залива, показаны выходы даек лампрофиров (по [1]) и место отбора пробы 18KL-20 для геохронологических исследований.



**Рис. 2.** Изображение граната (пр. 18KL-20) в обратно-отраженных электронах; Px — пироксен, Grt — гранат. На диаграмме представлен состав проанализированных участков зерна граната. A — шорломит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Fe}^{3+}\text{Si})_3\text{O}_{12}$ ), хатчеонит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Al}_2\text{Si})_3\text{O}_{12}$ ); B — моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{TiFe}^{2+})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ), Mg-моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{TiMg})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ); C — андрадит ( $\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ).

товой составляющей [1]. Понимание того, является ли этап генерации примитивных расплавов, которые достигли поверхности, не испытав существенного фракционирования, предшествую-

щим, синхронным или последующим по отношению к становлению крупных массивов, позволит сделать важный шаг в реконструкции магматической эволюции Кольской щелочной провинции.



**Рис. 3.** а – состав граната из айлликита Кандалакшского роя даек (проба 18КЛ-20); А – шорломит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Fe}^{3+}\text{Si})_3\text{O}_{12}$ ), хатчеонит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Al}_2\text{Si})_3\text{O}_{12}$ ); В – моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{TiFe}^{2+})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ), Mg-моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{TiMg})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ); С – андрадит ( $\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ). б – график распределения редкоземельных элементов в гранате из айлликита Кандалакшского роя даек (проба 18КЛ-20) и гранатах из пород фойдолитовой серии массивов Кольской провинции (по данным в [8]). Нормализовано по [9].

Главные минералы айллицитов представлены оливином, клинопироксеном и флогопитом. Гранат является второстепенным минералом (7–10%), он образует идиоморфные и субидиоморфные кристаллы (не более 200 мкм) в основной массе (рис. 2) [7].

Состав граната соответствует ряду андрадит (5.83–61.0%)-моримотоит (20.0–48.0%)-шорломит (3.50–36.5%), присутствуют примеси Nb ( $\text{Nb}_2\text{O}_3$  до 3.5 вес. %) и Zr ( $\text{ZrO}_2$  до 1.12 вес. %) (рис. 3 а). Зерна граната имеют зональное строение – центральные участки зерен обогащены Ti и Zr, а краевые части отличаются более высоким содержанием Fe. Отмечается присутствие твердофазных включений, представленных пироксеном диопсид-геденбергит-эгиринового состава, перовскитом и флогопитом (рис. 2). Содержание REE в гранате изменяется в пределах 2128–5345 мкг/г. Отмечается зональное распределение элементов данной группы в пределах отдельных зерен (рис. 3 б). Характерно накопление MREE ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N = 0.86\text{--}1.01$ ) с максимумом содержания на Pr и обеднение HREE ( $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N = 1.66\text{--}3.30$ ) (рис. 3 б). Наблюдается положительная корреляция содержаний U, REE и Ti.

Гранат из айллицитов Кандалакшского роя даек характеризуется значительно более высоким уровнем содержания редкоземельных элементов и более высокой степенью их фракционирования по сравнению с гранатами из пород фойдолито-

вой серии щелочных массивов Кольской провинции [8] (рис. 3 б).

U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования граната проведены в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (Санкт-Петербург) по методике, описанной в [8]. Определения изотопного состава Pb и U выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом (при помощи счетчика ионов) режимах. Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг для Pb и 1 пг для U. Обработка экспериментальных данных осуществлялась в программах “PbDat” [10] и “ISOPLOT” [11]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада U [12]. Поправки на обычный Pb введены в соответствии с модельными величинами [13]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Для U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований использованы две навески граната. Содержание урана в них достигает 44.89 мкг/г (табл. 1). Доля обыкновенного свинца невысокая ( $\text{Pb}_c/\text{Pb}_t = 0.19\text{--}0.45$ ). Как видно на рис. 4, для изученного граната получена конкордантная ( $374 \pm 3$  млн лет, СКВО = 0.0013) оценка возраста.

Результаты U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований граната из айллицитов в пределах погрешности согласуются с K–Ar возрастом щелочных лампрофиров ( $360 \pm 16$  млн лет и  $368 \pm 15$  млн лет; [2]), U–Pb возрастом циркона из

**Таблица 1.** Результаты U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований граната из айллитов Кандалакшского роя даек (проба 18КЛ-20)

| Номер п/п | Навеска, мг | Pb, мкг/г | U, мкг/г | Pbc/Pbt | Изотопные отношения               |                                     |                                     |                                  |                                  | Rho  | Возраст, млн. лет                |                                  |                                   |
|-----------|-------------|-----------|----------|---------|-----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
|           |             |           |          |         | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ |      | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
| 1         | 0.18        | 3.49      | 25.68    | 0.45    | 69.5                              | $0.0549 \pm 5$                      | $0.4005 \pm 1$                      | $0.4525 \pm 45$                  | $0.0598 \pm 1$                   | 0.37 | $379 \pm 4$                      | $374 \pm 1$                      | $408 \pm 23$                      |
| 2         | 0.33        | 3.89      | 44.89    | 0.19    | 226                               | $0.0539 \pm 1$                      | $0.3393 \pm 1$                      | $0.4459 \pm 13$                  | $0.0599 \pm 1$                   | 0.64 | $374 \pm 1$                      | $375 \pm 1$                      | $368 \pm 5$                       |

Примечание. <sup>a</sup> изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Pbc – обычный Pb, Pbt – общий Pb.

даек карбонатитов ( $380 \pm 15$  млн лет; [14]) и Ar–Ar возрастом флогопита  $375 \pm 4$ – $381 \pm 4$  млн лет [15] из даек Кандалакшского района.

Интервал проявления главного этапа щелочно-ультраосновного магматизма Кольской провинции, выделенный на основании результатов U–Pb геохронологических исследований гранатов из различных пород пяти щелочно-ультраосновных массивов провинции, составляет 373–377 млн лет [8, 16]. С этим этапом, согласно полученным данным, также связано образование пород дайкового комплекса Кандалакшского района. Таким образом, умеренно дифференцированные породы Кандалакшского роя даек образовались одновременно с высоко дифференцированными щелочно-ультраосновными массивами Кольской провинции. По-видимому, специфика химиче-

ского состава айллитов связана с быстрым подъемом расплава в пределах Кандалакшско-Двинской рифтовой зоны, что препятствовало его фракционированию.

### БЛАГОДАРНОСТИ

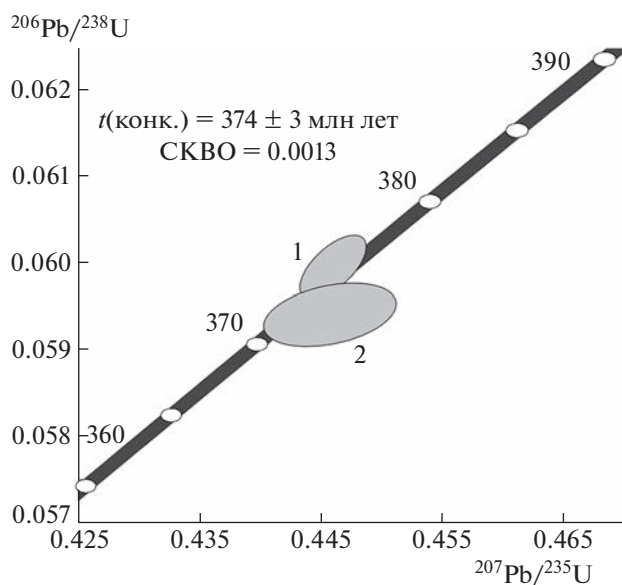
Авторы выражают благодарности А.В. Каргину и М.Г. Копыловой за участие в полевых работах.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Геологические исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-17-00024), а геохронологические исследования при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-17-00211).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. Геохимические индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных серий палеозойских массивов Фенноскандинавского щита // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 277–308.
2. Beard A.D., Downes H., Hegner E., Sablukov S.M., Ver-tin V.R., Balogh K. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 130. P. 288–303.
3. Рухлов А.С. Дайки и трубки взрыва Кандалакшского грабена (Кольская щелочная провинция): модели магматических процессов и эволюции субконтинентальной мантии / Автореф. канд. дис. СПб. 1999.
4. Арзамасцев А.А., Митрофанов Ф.П. Палеозойские плюм-литосферные процессы в Северо-Восточной Фенноскандии: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 324–336.
5. Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Демина Л.И., Травин А.В., Боцюн С.Б. Палеомагнетизм, геохронология и магнитная минералогия даек Кольской девонской магматической провинции // Физика Земли. 2013. № 4. С. 82–104.



**Рис. 4.** Диаграмма с конкордией для граната из айллита Кандалакшского роя даек (проба 18КЛ-20). Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

6. *Nosova A.A., Kopylova M.G., Sazonova L.V., Vozniak A.A., Kargin A.V., Lebedeva N.M., Volkova G.D., Peresetskaya E.V.*, Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe) // *Lithos*. 2021. V. 398–399. № 3. P. 106277.
7. *Vozniak A.A., Kopylova M.G., Nosova A.A., Sazonova L.V., Lebedeva N.M., Stifeeva M.V.* Compositional evolution of igneous garnets: Calcic garnets from alkaline rocks of the Kola Alkaline Carbonatite Province // *Mineral. and Petrol.* 2022. in press.
8. *Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Котов А.Б., Гроздев В.Ю.* Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 72–84.
9. *Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 197–214.
10. *Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 U.S. Geological Survey Open-File Report 88-542. 1991. 35 p.
11. *Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publications. 2003. V. 4. 70 p.
12. *Steiger R.H., Jäger E.*, Subcommittee on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 36. P. 359–362.
13. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26. P. 207–221.
14. *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М.: Наука. 2004. 172 с.
15. *Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В.* Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука. 2009. 383 с.
16. *Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Шахмурадян А.Р., Глебовицкий В.А., Регур Е.П.* U–Pb-систематика шорломита из кальцит-амфибол-пироксеновых перматитов массива Африканда // *ДАН*. 2018. Т. 478. № 4. С. 443–446.

## U–PB (ID-TIMS) AGE OF GARNET FROM AILLIKITES OF KOLA ALKALINE PROVINCE

**M. V. Stifeeva<sup>a, #</sup>, E. B. Salnikova<sup>a</sup>, A. A. Nosova<sup>b</sup>,**

**Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov<sup>a</sup>, A. A. Vozniak<sup>b</sup>, and D. A. Dimitrova<sup>c</sup>**

<sup>a</sup> *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation*

<sup>b</sup> *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup> *Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, Bulgaria*

<sup>#</sup> *E-mail: stifeeva.maria@yandex.ru*

U–Pb (ID-TIMS) geochronological studies of garnet from aillikites of the Kandalaksha dyke swarm (Kola alkaline province) were carried out. The obtained estimate of the U–Pb age of the garnet ( $374 \pm 3$  MA) coincides with the interval (373–377 MA) of the main stage of alkaline magmatism of the Kola province (LIP). This allows us to conclude that the formation of rocks of the dike complex of the Kandalaksha Bay and rocks of the phoidolite series of alkaline-ultrabasic massifs of this province is synchronous.

**Keywords:** aillikites, Kola alkaline Province, Baltic Shield, garnet, U–Pb (ID-TIMS)

УДК 550.4.01

# ИДЕНТИФИКАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ ЛИНЕЙНОГО ПРОГРАММИРОВАНИЯ

© 2023 г. О. В. Граунов<sup>1</sup>, В. Н. Подковыров<sup>1,\*</sup>, В. П. Ковач<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН А. Б. Котов<sup>1</sup>,  
С. Д. Великославинский<sup>1</sup>, Т. М. Сковитина<sup>2</sup>, Е. В. Адамская<sup>1</sup>, В. А. Горовой<sup>2</sup>

Поступило 17.11.2022 г.  
После доработки 12.12.2022 г.  
Принято к публикации 16.12.2022 г.

На примере метаосадочных пород сакуканской свиты кеменской серии удоканского комплекса Алданского щита рассмотрена возможность идентификации источников терригенных пород на основе геохимических данных с использованием модели линейного программирования. Показано, что источниками метапесчаников сакуканской свиты могли являться тоналит-трондьемитовые гнейсы (56.9%) и лейкократовые гранито-гнейсы (17.3%) олёкминского комплекса, палеопротерозойские гранитоиды куандинского комплекса (7.6%) Чаро-Олёкминского геоблока, а также метавулканы фёдоровской толщи (15.4%) и развитые в ее пределах гнейсо-граниты (1.8%) Западно-Алданского мегаблока. Полученные результаты хорошо согласуются с имеющимися для метапесчаников сакуканской свиты Nd-изотопными и геохронологическими данными, что свидетельствует о широких возможностях выделения и поиска источников терригенных отложений с использованием модели линейного программирования.

**Ключевые слова:** терригенные породы, редкоземельные элементы, модель линейного программирования, Алданский щит, удоканский комплекс, сакуканская свита

**DOI:** 10.31857/S2686739722602629, **EDN:** NXZJUB

Идентификация источников терригенных пород представляет одну из важнейших задач осадочной геологии. Существуют различные подходы к ее решению, наиболее популярные из которых основаны на результатах геохимических исследований [1–4]. Однако эти подходы далеко не всегда позволяют получить удовлетворительные результаты.

Осадочные породы, как и большинство геологических объектов, образуются из различных источников, которые могут быть охарактеризованы некоторыми геохимическими параметрами. Важен как выбор самих источников, так и параметров, по которым производится сравнение образца породы с модельной смесью. Качество параметров, характеризующих источники, определяется их устойчивостью к наложенным воздействиям. Одним из эффективных подходов при изучении кластогенных отложений и их источников сноса

является использование редкоземельных элементов (РЗЭ), соотношения которых сохраняются в осадочном материале в тех же, как правило, пропорциях как в материнской породе, несмотря на выветривание, перенос, седиментацию и различного уровня метаморфизм [1–4]. Очевидно, что минимальные различия в содержаниях и соотношениях РЗЭ между разрушающимся источником и формирующимся осадочным материалом будут наблюдаться в непосредственной близости от источника в условиях ограниченного влияния процессов выветривания, транспортировки и перетолжения детрита (петрогенные осадочные породы первого цикла (first cycle)).

В данной статье сопоставим модельную смесь источников с образцом осадочной породы по содержанию РЗЭ. Будем рассматривать источники и образец как векторы, компоненты которых – содержания РЗЭ. Пусть  $S_j = (a_{1j}, a_{2j}, \dots, a_{nj})$  –  $j$ -й источник, для которого  $a_{ij}$  – весовое содержание  $i$ -го элемента из набора  $n$  РЗЭ ( $i = 1, 2, \dots, n$ ). Допустим, что для смеси из  $m$  выбранных источников заданы их весовые доли  $x_1, x_2, \dots, x_m$ . Обозначим эту смесь как вектор  $M$ . В этом случае содержание РЗЭ в смеси  $M$  будет описываться линейной формой

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия  
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> Институт земной коры Сибирского отделения  
Российской академии наук, Иркутск, Россия

\*E-mail: vpodk@mail.ru

$$M = x_1 S_1 + x_2 S_2 + \dots + x_m S_m.$$

Естественным является требование, чтобы содержания РЗЭ в смеси (вектор  $M$ ) не превосходили содержаний в образце, который обозначим как вектор  $B = (b_1, b_2, \dots, b_n)$ , т.е.

$$x_1 S_1 + x_2 S_2 + \dots + x_m S_m \leq B. \quad (1)$$

Такое требование допускает, в частности, возможность существования каких-либо неучтенных источников. Добавим к левой части неравенства (1) неотрицательный вектор  $Y = (y_1, y_2, \dots, y_n)$ , такой, чтобы неравенство преобразовалось в равенство:

$$x_1 S_1 + x_2 S_2 + \dots + x_m S_m + Y = B. \quad (2)$$

Очевидно, что неотрицательные компоненты вектора  $Y$  — это разница (неучтенная доля) в содержаниях РЗЭ между образцом и смесью источников. Именно величина вектора  $Y$  определяет качество аппроксимации образца смесью выбранных источников. Охарактеризуем величину вектора  $Y$  так называемой октаэдрической нормой:  $F = \sum_{i=1}^n |y_i|$ . Таким образом, при заданном образце  $B$  и источниках  $S_1, S_2, \dots, S_m$  желательно выбирать весовые доли  $x_1, x_2, \dots, x_m$  источников такими, чтобы значение функции  $F$  (целевая функция) было минимально.

Необходимо учесть еще одно обстоятельство. Весовые величины РЗЭ как в образцах-источниках, так и в образцах породы являются относительными величинами, т.е. они относятся к определенной весовой единице образца (скажем, одна тонна). Поэтому необходимо потребовать, чтобы вес смеси, аппроксимирующей образец, не превосходил этой весовой единицы, т.е.

$$x_1 + x_2 + \dots + x_m + W = 1, \quad (3)$$

где  $W \geq 0$  — свободная переменная.

Итак, задача определения весовых долей источников для заданного образца может быть окончательно сформулирована следующим образом: найти решение  $x_1, x_2, \dots, x_m, y_1, y_2, \dots, y_n$  системы уравнений (2) и (3), удовлетворяющее условиям:  $x_i, y_j \geq 0$  ( $i = 1, \dots, m; j = 1, 2, \dots, n$ ) и функция  $F$  при этом имела бы минимальное значение.

Математическая формулировка нашей задачи представляет собой, таким образом, задачу линейного программирования [5, 6]. Алгоритм решения задачи, симплекс метод [7], программировался на ПК в системе Windows и использовался в наших вычислениях<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Векторное уравнение (2), будучи расписанным в координатном виде, представляет систему  $n$  линейных уравнений. Такое представление более характерно при формулировке задач линейного программирования. Мы не расписываем его ради экономии места.

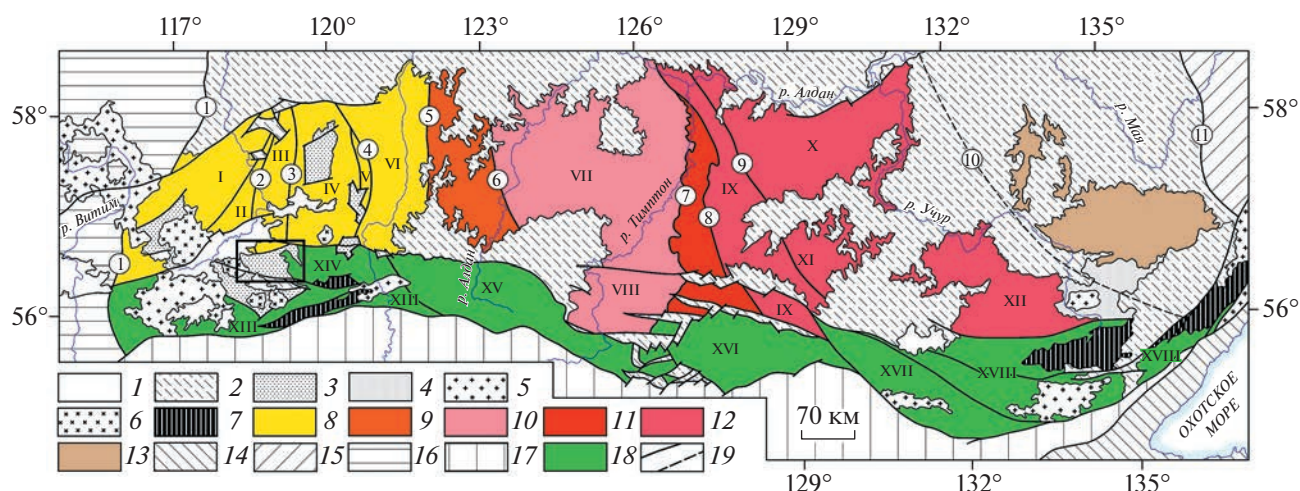
Модель линейного программирования для некоторых геологических задач, связанных с изучением смесей, является адекватной, вытекающей из самой сущности задачи. Как дополнительный пример использования этой модели, можно указать на задачу нормативного анализа [6, 8, 9].

Для оценки качества приближения образца смесью предполагаемых источников выводилось значение функции О.Ф. — отношения целевой функции  $F$  к сумме компонентов образца, т.е.

О.Ф. =  $F / \sum_{i=1}^n b_i \times 100$ . Интервал значений этой функции может быть от 0 до 100%. Значения, близкие к нулю, соответствуют более точной аппроксимации состава образца выбранным набором источников (в нашем случае это основано на сравнении модельной смеси и образца по содержанию РЗЭ). Суждение о том, удовлетворительно это значение для образца или нет, возможно, следует основывать на сопоставлении его с относительной точностью определения РЗЭ в образце, если это доступно. В общем же случае функцию О.Ф. можно использовать как меру качества аппроксимации состава образца при сравнении различных наборов источников.

Несколько слов необходимо сказать о величине  $W$ , о ее возможной реальной интерпретации. Эта величина дополняет вес оптимальной (в смысле минимума целевой функции  $F$ ) смеси до единицы. Поэтому ее можно рассматривать как весовую долю некоего неучтенного источника. Важно заметить, что при анализе результата решения необходимо сопоставление обеих величин О.Ф. и  $W$ .

В литературе известны попытки представления образца породы смесью выбранных источников на основе сопоставления содержания в них РЗЭ. Как пример, отметим статью Касанзу и др. [10]. Авторы используют не полный набор РЗЭ, а некие параметры, функции, построенные на основе содержаний РЗЭ и их отношений, причем число этих параметров выбирается строго равным числу предполагаемых источников. Вследствие этого, задача нахождения доли предполагаемых источников в смеси сводится к решению системы линейных уравнений с квадратной матрицей. Такой подход представляется неудачным, т.к. он не гарантирует двух основных требований к решению, а именно: неотрицательность величин содержания источников в смеси и не превышение веса смеси весовой единицы, относительно которой определялись содержания РЗЭ (см. выше). Применение такого подхода возможно только в единственном случае, когда для данного образца точно известен набор источников и задача состоит в нахождении их весовых содержаний в образце.



**Рис. 1.** Схема блокового строения Алданского щита и зоны его сочленения с Джугджуро-Становой складчатой областью. 1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозойские, палеозойские и верхнепротерозойские платформенные отложения; 3 – удоканский комплекс; 4 – улканский комплекс; 5 – фанерозойские гранитоиды; 6 – гранитоиды кодарского комплекса; 7 – анортозиты; 8–13 – Алданский щит: 8 – Чаро-Олёкминский геоблок, 9 – зона сочленения Чаро-Олёкминского и Алданского геоблоков, 10 – Западно-Алданский мегаблок Алданского геоблока, 11 – зона сочленения Западно- и Восточно-Алданского мегаблоков Алданского геоблока, 12 – Восточно-Алданский (Учурский) мегаблок Алданского геоблока; 13 – Батомгский геоблок; 14 – Монголо-Охотская складчатая область; 15 – Верхоянско-Чукотская складчатая область; 16 – Байкальская складчатая область; 17 – Джугджуро-Становая складчатая область; 18 – зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; 19 – разрывные нарушения. Цифрами в кружках обозначены зоны разрывных нарушений: 1 – Жуинская, 2 – Чара-Токкинская, 3 – Тарын-Юряхская, 4 – Оломоkitская, 5 – Борсалинско-Нелюкинская, 6 – Алдано-Килиерская, 7 – Тимптонский надвиг, 8 – Иджеко-Сутамская, 9 – Тьрандинская, 10 – Улканская, 11 – Нельканская. Римскими цифрами обозначены блоки: I – Западно-Олёкминский, II – Чарский, III – Токкинский, IV – Чаруодинский, V – Оломоkitский, VI – Восточно-Олёкминский, VII – Нимнырский, VIII – Мелемкенский, IX – Холболохский, X – Суннагинский, XI – Гонамский, XII – Тьранский, XIII – Каларский, XIV – Курультинский, XV – Зверевский, XVI – Сутамский, XVII – Аюмканский, XVIII – Джугджурский. Прямоугольником показан исследованный район выходов пород сакуканской свиты кеменской серии удоканского комплекса.

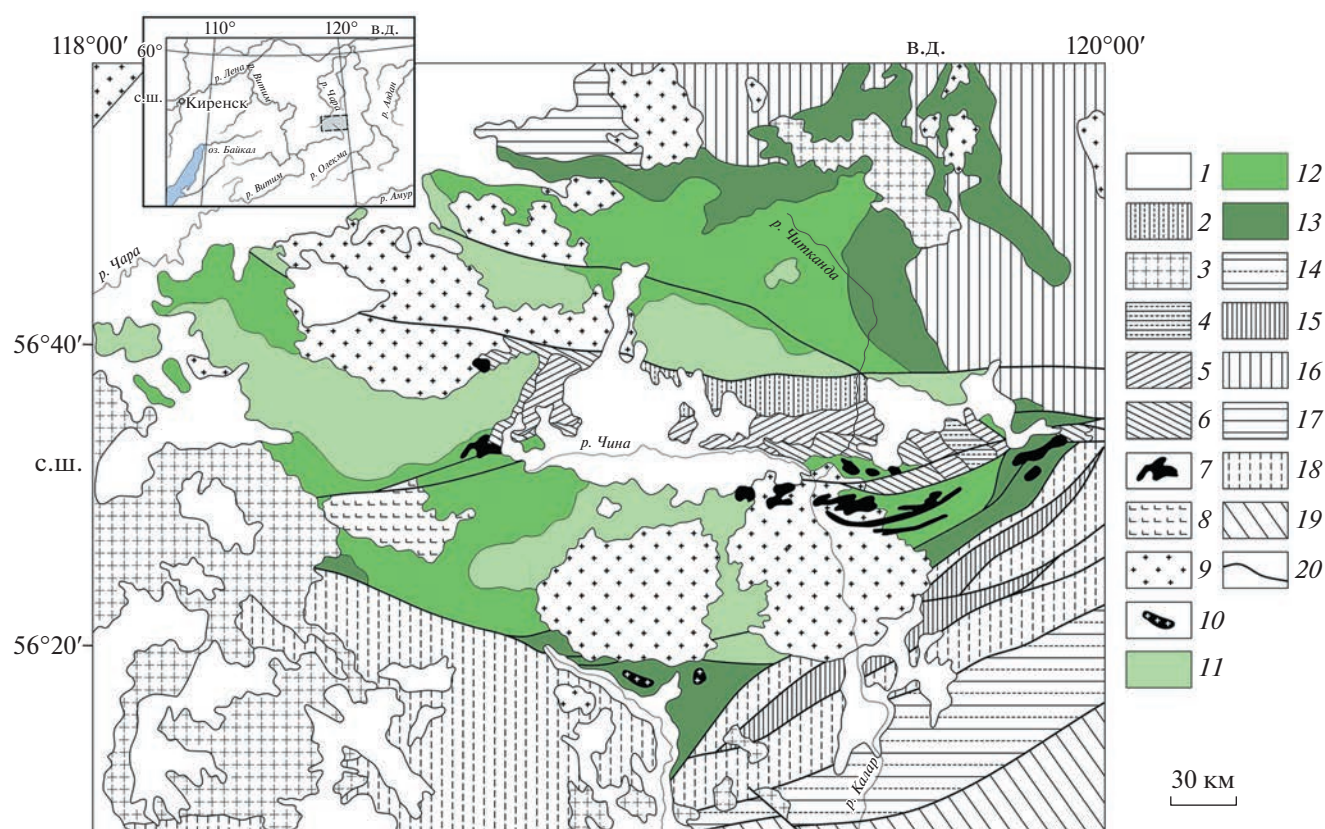
При использовании модели линейного программирования в задаче изучения смесей, как в нашем случае, можно задать изначально более широкий набор предполагаемых источников модельной смеси. Оптимизационный принцип, заложенный в этой модели, будет выполнять роль своеобразного фильтра, выбирая наиболее подходящие источники из набора (см. примеры в табл. 3).

Возможность применения изложенного подхода была проверена на примере расчета предполагаемых источников метапесчаников сакуканской свиты кеменской серии удоканского комплекса палеопротерозоя западной части Алданского щита. Этот пример иллюстрирует возможность выбора предполагаемых источников в широком диапазоне составов (от ультрабазитов до гранитоидов) и возрастов (от мезоархея до палеопротерозоя).

Метатерригенные отложения удоканского комплекса выполняют обширный Кодаро-Удоканский прогиб и целый ряд грабен-синклиналей (Нижнеханинскую, Олдонгсинскую, Угуйскую) Чаро-Олёкминского геоблока Алданского щита (рис. 1, 2). Эти отложения являются гипостратотипом нижнего протерозоя Восточной Сибири и

Дальнего Востока, служат возрастным репером в региональной стратиграфической шкале и вмещают крупнейшее в мире месторождение медистых песчаников [11, 12]. Метаосадочные породы удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба подразделяются (снизу–вверх) на кодарскую, чинейскую и кеменскую серии [11]. В составе последней выделяются сакуканская и вышележащая намингинская свиты. Отложения сакуканской свиты представлены главным образом метаморфизованными в зеленосланцевой фации песчаниками. Мощность свиты составляет 1900–4400 м.

По имеющимся петрографическим и петрохимическим данным метапесчаники сакуканской свиты соответствуют петрогенным отложениям, для которых влияние процессов рециклирования осадочного материала выражено несущественно [13]. Средние содержания РЗЭ в изученной выборке метапесчаников сакуканской свиты приведены в табл. 1. Исходя из особенностей геологического строения Чаро-Олёкминского геоблока [14], источниками сноса для метапесчаников сакуканской свиты могли являться неоднократно метаморфизованные преимущественно мезоархейские образования олёкминского тоналит-



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба по [18]. 1 – четвертичные отложения и платобазальты; 2 – юрские угленосные терригенные отложения; 3 – позднепалеозойские граниты, гранодиориты, граносиениты и монзониты ингамакитского комплекса, нефелиновые сиениты, граносиениты и монзониты ханинского комплекса; 4 – пестроцветные отложения ордовика; 5 – пестроцветные отложения кембрия; 6 – пестроцветные отложения позднего неопротерозоя; 7 – палеопротерозойские габбро-диабазы, габбро и диабазовые порфиры доросского комплекса; 8 – палеопротерозойские расслоенные интрузии чинейского комплекса; 9 – палеопротерозойские граниты кодарского комплекса; 10 – палеопротерозойские редкометалльные граниты катунинского комплекса; 11–13 – палеопротерозойские карбонатно-терригенные отложения удоканского комплекса: 11 – кеменская серия, 12 – чинейская серия, 13 – кодарская серия; 14 – неоархейские анортозиты каларского комплекса; 15 – архейские слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи субганского комплекса; 16 – архейские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олёкминского комплекса; 17 – чарская толща (гранат-биотитовые и гранат-гиперстен-биотитовые ( $\pm$ силлиманит,  $\pm$ кордиерит) плагиогнейсы, основные кристаллические сланцы, кварциты и магнетитовые кварциты); 18 – каларская толща (гранат-биотитовые ( $\pm$ силлиманит,  $\pm$ гиперстен) плагиогнейсы с прослоями и линзами двупироксеновых кристаллических сланцев, известково-силикатных пород, кварцитов и магнетитовых кварцитов); 19 – метаморфические и магматические комплексы Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса; 20 – разрывные нарушения.

трондьемит-гранодиоритового комплекса [15], Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса [16], позднеархейские гранитоиды ханинского комплекса и гранитоиды чаруодаканского и куандинского [17] комплексов. Кроме того, Nd-изотопные данные для метапесчаников сакуканской свиты кеменской серии удоканского комплекса [18], а также U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические данные для детритового циркона из подстилающих ее метапесчаников чинейской серии [19, 20] свидетельствуют об участии в источниках их сноса неустановленных пород палеопротерозойского (около 2.0 млрд лет) возраста. В связи с отсутствием на современном эрозионном срезе Чаро-Олёкмин-

ского геоблока таких пород, нами в качестве возможных палеопротерозойских источников были взяты средние составы пород фёдоровской толщи и унгринского габбро-диорит-тоналитового комплекса Западно-Алданского мегаблока Алданского щита. Содержания РЗЭ в различных типах пород олёкминского комплекса (амфиболиты и основные кристаллические сланцы, гнейсы тоналит-трондьемитового и гранодиоритового состава, лейкократовые гранито-гнейсы), Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса (метапериidotитовые и metabазальтовые коматииты, metabазальты), а также гранитоидах ханинского и куандинского комплексов, породах

**Таблица 1.** Средние ( $n = 15$ ) содержания РЗЭ (мкг/г) в метапесчаниках сакуканской свиты кеменской серии удоканского комплекса

| La   | Ce   | Pr   | Nd   | Sm   | Eu   | Gd   | Tb   | Dy   | Ho   | Er   | Tm   | Yb   | Lu   |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 41.0 | 85.2 | 8.67 | 30.7 | 5.38 | 1.06 | 3.95 | 0.51 | 2.75 | 0.54 | 1.56 | 0.23 | 1.57 | 0.25 |

**Таблица 2.** Содержания РЗЭ (мкг/г) в предполагаемых источниках метапесчаников сакуканской свиты кеменской серии удоканского комплекса

|    | Olm-1 | Olm-2 | Olm-3 | Olm-4 | Ol-um | Ol-bz | han   | kn    | un    | fd_ks | fd_gn |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| n  | 12    | 24    | 3     | 2     | 4     | 5     | 4     | 3     | 5     | 5     | 9     |
| La | 13.46 | 25.1  | 32.4  | 91.3  | 1.17  | 3.14  | 130.5 | 62.8  | 29.6  | 34.4  | 42.6  |
| Ce | 29.2  | 45.0  | 64.5  | 179.4 | 2.94  | 7.95  | 244.5 | 133.7 | 53.9  | 84.4  | 76.0  |
| Pr | 3.63  | 4.59  | 7.28  | 19.47 | 0.42  | 1.22  | 26.2  | 14.70 | 5.55  | 9.24  | 7.37  |
| Nd | 14.49 | 15.57 | 27.1  | 66.2  | 2.20  | 6.07  | 93.1  | 50.8  | 19.86 | 37.0  | 24.4  |
| Sm | 3.02  | 2.33  | 4.52  | 9.60  | 0.72  | 1.99  | 15.43 | 11.62 | 2.88  | 6.88  | 3.41  |
| Eu | 0.92  | 0.67  | 1.10  | 1.95  | 0.25  | 0.69  | 2.97  | 0.63  | 0.99  | 1.75  | 1.23  |
| Gd | 2.97  | 1.66  | 3.64  | 7.07  | 0.99  | 2.78  | 11.97 | 11.44 | 2.61  | 5.22  | 2.69  |
| Tb | 0.43  | 0.19  | 0.51  | 0.92  | 0.17  | 0.49  | 1.87  | 1.72  | 0.35  | 0.68  | 0.34  |
| Dy | 2.41  | 0.93  | 2.84  | 4.69  | 1.20  | 3.28  | 9.46  | 11.30 | 1.57  | 3.32  | 1.49  |
| Ho | 0.49  | 0.17  | 0.55  | 0.83  | 0.27  | 0.71  | 1.78  | 2.58  | 0.31  | 0.63  | 0.29  |
| Er | 1.38  | 0.45  | 1.53  | 2.18  | 0.79  | 2.08  | 4.59  | 7.32  | 0.91  | 1.82  | 0.81  |
| Tm | 0.19  | 0.06  | 0.22  | 0.28  | 0.11  | 0.31  | 0.63  | 1.17  | 0.12  | 0.25  | 0.12  |
| Yb | 1.30  | 0.40  | 1.44  | 1.64  | 0.72  | 2.02  | 4.50  | 7.45  | 0.85  | 1.50  | 0.79  |
| Lu | 0.19  | 0.06  | 0.21  | 0.23  | 0.10  | 0.31  | 0.60  | 1.12  | 0.14  | 0.23  | 0.11  |

Примечание. Олёкминский комплекс: Olm-1 – амфиболиты и основные кристаллические сланцы; Olm-2 – тоналит-трондьемитовые гнейсы; Olm-3 – гнейсы гранодиоритового состава; Olm-4 – лейкократовые гранито-гнейсы. Олондинский зелено-каменный пояс: Ol-um – метасперидитовые и метабазальтовые коматииты; Ol-bz – метабазальты. Гранитоиды: han – ханинского комплекса; kn – куандинского комплекса. un – габбро-диориты, тоналиты и трондьемиты унгринского комплекса. fd\_ks – метавулканы (основные кристаллические сланцы и гиперстен-биотитовые гнейсы) федоровского комплекса Западно-Алданского геоблока. fd\_gn – гнейсо-граниты в пределах федоровского комплекса. Средние составы РЗЭ в породах (n) рассчитаны по литературным и неопубликованным данным авторов.

фёдоровской толщи и унгринского комплекса приведены в табл. 2.

Результаты вычислений показали следующее (табл. 3, рис. 3). Среди предполагаемых источников метапесчаников сакуканской свиты существенная роль принадлежит тоналит-трондьемитовым гнейсам (Olm-2, 56.9%) и лейкократовым гранито-гнейсам олёкминского комплекса (Olm-4, 17.3%), в меньшей степени метавулкани-там (основным кристаллическим сланцам и гиперстен-биотитовым плагиогнейсам) фёдоровской толщи и развитым в ее пределах гранито-

гнейсам (15.4 и 1.8% соответственно), а также палеопротерозойским гранитоидам куандинского комплекса (kn, 7.6%). Вклад возможных источников Олондинского зеленокаменного пояса (Ol-um и Ol-bz), амфиболитов и гранодиорито-гнейсов олёкминского комплекса (Olm-1 и Olm-3), габбро-диоритов и тоналитов-трондьемитов унгринского комплекса (u) и гранитов ханинского комплекса (han) в метапесчаниках сакуканской свиты кеменской серии не выражен (табл. 3). Низкие величины О.Ф. (как меры различия смеси источников и данного образца по содержанию РЗЭ) и

**Таблица 3.** Вклад (%) предполагаемых источников в состав метапесчаников сакуканской свиты кеменской серии удоканского комплекса

| O.F. (%) | Olm-1 | Olm-2 | Olm-3 | Olm-4 | Ol-um | Ol-bz | han | kn   | un | fd_ks | fd_gn | W    |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|------|----|-------|-------|------|
| 2.75     | 0     | 56.92 | 0     | 17.33 | 0     | 0     | 0   | 7.63 | 0  | 15.43 | 1.83  | 0.85 |

Примечание. О.Ф. (%) – object function – мера различия смеси источников и данного образца по содержанию РЗЭ. W – весовое различие смеси и образца. Остальные обозначения как в табл. 2.



Рис. 3. Вклад предполагаемых источников (доля в %) в метапесчанниках сакуканской свиты кеменской серии удоканской серии.

W (весового различия смеси и образца) указывают на адекватное представление выбранных модельных источников. Полученные результаты моделирования возможных источников метапесчанников сакуканской свиты кеменской серии удоканского комплекса хорошо согласуются с имеющимися для них Nd-изотопными и геохронологическими данными [18–20], свидетельствующими о размыве ювенильных источников палеопротерозойского возраста.

Приведенный в работе пример расчета содержания РЗЭ в метапесчанниках сакуканской свиты удоканского комплекса как смеси составов предполагаемых источников с использованием модели линейного программирования показывает широкие возможности выделения и поиска возможных источников терригенных отложений. Этот подход может быть использован, в частности, и для анализа вероятных источников обломочного циркона осадочных пород.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены при финансовой поддержке НИР ИГД РАН FMUW-2022-0003 и гранта РНФ (проект № 21-17-00164; геохимические исследования).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell. 1985. 312 p.
2. McLennan S.M. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks. Influence of Provenance and Sedimentary Processes. Reviews in Mineralogy. 1989. V. 21. P. 169–200.
3. Condie K.C. Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust: Contrasting Results from Surface Samples and Shales // Chemical Geology. 1993. V. 104. № 1–4. P. 1–37.
4. Cullers R.L. The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // Chem. Geol. 1995. V. 123. № 1–4. P. 107–131.
5. Канторович Л.В. Математические методы организации и планирования производства. Издательство: ЛГУ, 1939. 68 с. <https://lib-bkm.ru/12778>
6. De Caritat P., Bloch J., Hutcheon I. LPNORM: A linear programming normative analysis code // Computers & Geosciences. 1994. V. 20. № 3. P. 313–347.
7. Josephson H. Linear programming by the modified simplex method // BIT 4. 1964. P. 189–196.
8. Podkovyrov V.N., Graunov O.V., Cullers R.L. A Linear Programming. Approach to Determine the Normative Composition of Sedimentary Rocks // Math. Geology. 2003. V. 35. № 4. P. 259–276.
9. Граунов О.В., Подковыров В.Н. Нормативный анализ осадочных пород методом линейного программирования: достоинства и недостатки // <https://doi.org/10.31241/MIEN.2018.14.18>
10. Kasanzu C., Maboko M.A., Many S. Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: Implications for provenance and source rock weathering // Precamb. Res. 2008. V. 164. P. 201–213.
11. Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000, новая серия, лист О-(50) 51 и объяснительная записка. Миронюк Е.П. (ред.) СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.
13. Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука. 1986. 142 с.
14. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. докт. дисс. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.
15. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кузнецов А.Б., Ковач В.П., Попов Н.В., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Новые данные о возрасте тоналит-трондьемитовых ортогнейсов олекминского комплекса центральной части Чара-Олекминского геоблока Алданского щита // ДАН. 2018. Т. 482. № 5. С. 547–552.
16. Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Попов Н.В., Великославинский С.Д., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Федосеенко А.М. Верхняя возрастная граница формирования Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса Алданского щита: результаты U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 13–19.
17. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метасадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // ДАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 412–416.
18. Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-

- удоканского прогиба: результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223–227.
19. Ковач В.П., Котов А.Б., Гладко-чуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U–Th–Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // ДАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 1138–1141.
20. Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гладко-чуб Д.П., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Федосеев А.М. Возраст и источники терригенных отложений удоканской серии Удоканской зоны Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты геохронологических и Nd изотопных исследований // VII Российская конференция по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 142–144.

## IDENTIFICATION OF SOURCES OF TERRIGENIC SEDIMENTARY ROCKS BASED ON GEOCHEMICAL DATA USING A LINEAR PROGRAMMING MODEL

**O. V. Graunov<sup>a</sup>, V. N. Podkovyrov<sup>a, #</sup>, V. P. Kovach<sup>a</sup>, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov<sup>a</sup>,  
S. D. Velikoslavinsky<sup>a</sup>, T. M. Scovitina<sup>b</sup>, E. V. Adamskaya<sup>a</sup>, and V. A. Khorovoi<sup>b</sup>**

<sup>a</sup> *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russian Federation*

<sup>b</sup> *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: vpodk@mail.ru*

The possibility of identifying sources of terrigenous rocks based on geochemical data using a linear programming model is considered on the example of metasedimentary rocks of the Sakukan Formation of the Kemen Group of the Udokan Complex, Aldan Shield. It is shown that tonalite-trondhjemite gneisses (56.9%) and gneiss-granites (17.3%) of the Olekma complex, Paleoproterozoic granitoids of the Kuanda complex (7.6%) of the Chara-Olekma geoblock, metavolcanic rocks of the Fedorov Formation (15.4%) and gneiss-granites developed within it (1.8%) of the West Aldan megablock could be the sources of metasandstones of the Sakukan Formation. The results obtained are in good agreement with the Nd isotopic and geochronological data available for the metasandstones of the Sakukan Formation, which indicates the wide possibilities of identifying and searching for sources of terrigenous deposits using a linear programming model.

**Keywords:** terrigenous rocks, rare earth elements, linear programming model, Aldan Shield, Udokan complex, Sakukan Formation

УДК 551.594

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ АКТИВНОЙ СТАДИИ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА СТРОМБОЛИ 09.10.2022 г.

© 2023 г. А. А. Спивак<sup>1,\*</sup>, Д. Н. Локтев<sup>1,\*\*</sup>, Ю. С. Рыбнов<sup>1,\*\*\*</sup>,  
С. А. Рябова<sup>1,\*\*\*\*</sup>, А. В. Тихонова<sup>1,\*\*\*\*\*</sup>

Представлено академиком В.В. Адушкиным 03.12.2022 г.

Поступило 03.12.2022 г.

После доработки 10.12.2022 г.

Принято к публикации 15.12.2022 г.

С использованием результатов инструментальных наблюдений, выполненных в приземной атмосфере, анализируется отклик микробарического фона, вариаций магнитного и электрического полей Земли на параксизмальную активность вулкана Стромболи (09.10.2022 г., Италия). Показано, что активная стадия вулканического извержения сопровождалась генерацией акустического сигнала и выраженными вариациями геомагнитного и атмосферного электрического поля на значительных расстояниях как в период активности вулкана, так и в период прихода в точку наблюдений инфразвуковой волны. Также отмечено, что вулканическое извержение вызвало отклик в ионосфере в виде изменения критической частоты  $F_2$ -слоя.

**Ключевые слова:** вулканическое извержение, микробарический фон, вариации, магнитное поле, электрическое поле, критическая частота  $F_2$ -слоя

**DOI:** 10.31857/S2686739722602757, **EDN:** NYZVFG

Извержения вулканов сопровождаются многочисленными геофизическими эффектами, которые наиболее ярко проявляются на эксплозивной стадии вулканической активности. Наряду с сильными локальными возмущениями атмосферы в результате резкого выброса смеси газов и пирокластического материала, что приводит, в частности, к образованию атмосферных волн [1], наблюдаются также магнитные и атмосферно-электрические эффекты [2–6]. Атмосферные волны и электризация эруптивного облака определяют сложный характер воздействия вулканических извержений на среду. Изучение вариаций физических полей, вызванных вулканами, вызывает особый интерес как с точки зрения расширения представлений и понимания механизмов явлений и процессов, сопровождающих вулканические извержения, так и с точки зрения оценки и возможностей прогнозирования их экологических последствий.

В настоящем сообщении рассматриваются геофизические эффекты, вызванные активностью вулкана Стромболи 09.10.2022 г. Вулкан высотой ~900 м над уровнем моря расположен в Тирренском море (ГЕО: 38.79° с.ш.; 15.21° в.д.) примерно в 75 км к северу от о. Сицилия (рис. 1). Вулкан периодически активен. Последнее сильное извержение в виде чередования двух эксплозий и мощной продувки между ними произошло в июле-августе 2019 г. [2, 3].

Максимум эксплозивной активности вулкана Стромболи 09.10.2022 г. наблюдался в ~06:15 UTC. В ~07:22 UTC сформировался пирокластический поток, достигший береговой линии и растекшийся по морю на несколько сотен метров. За пирокластическим потоком следовал мощный лавовый поток, активность которого спала к ~18:00 UTC.

В качестве исходных данных использовались результаты инструментальных наблюдений за микробарическими вариациями и геомагнитным полем в обсерватории “Михнево” ИДГ РАН (МНВ; ГЕО: 54.94° с.ш.; 37.73° в.д.) [7], а также микробарическими вариациями и вариациями электрического поля в Центре геофизического мониторинга г. Москвы (ЦГМ; ГЕО: 55.71° с.ш.; 37.57° в.д.) [8].

Микробарические вариации в МНВ измерялись с помощью микробарометра МБ-03, который обеспечивал устойчивую регистрацию аку-

<sup>1</sup> Институт динамики геосфер имени академика  
М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: aaspivak100@gmail.com

\*\*E-mail: dloctev@idg.ras.ru

\*\*\*E-mail: rybnov.y@mail.ru

\*\*\*\*E-mail: ryabovasa@mail.ru

\*\*\*\*\*E-mail: tikhonova@idg.ras.ru

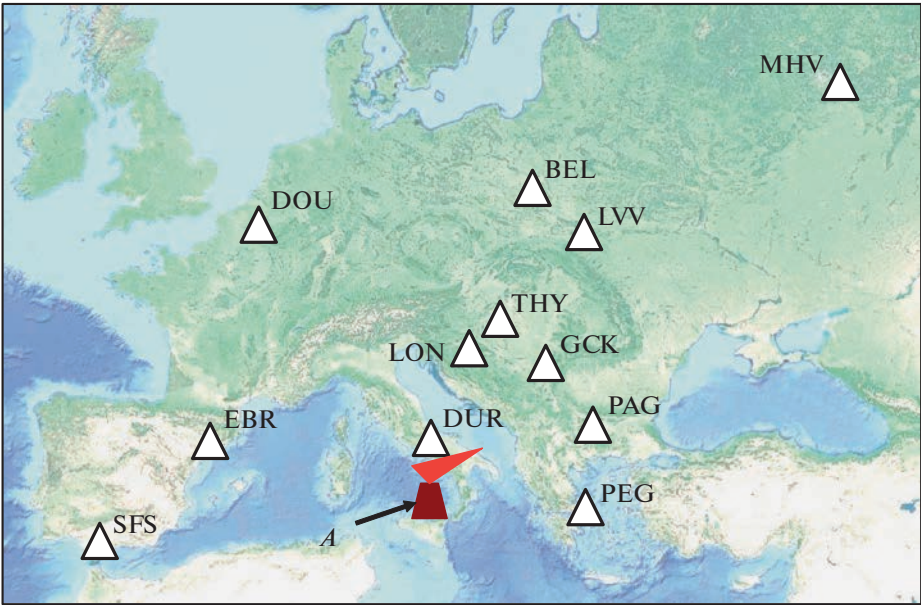


Рис. 1. Схема расположения обсерваторий европейской части сети ИНТЕРМАГНЕТ; А – вулкан Стромболи.

стических сигналов амплитудой от 0.01 до 200 Па в диапазоне частот 0.0003–10 Гц. Поиск акустических сигналов, вызванных извержением вулкана, выполнялся на основе анализа исходной записи в диапазоне частот 0.005–1 Гц с учетом расстояния до источника сигнала (~2460 км) и вероятной скорости его распространения в стратосферном волноводе (280–310 м/с) [9].

Таблица 1. Пункты геомагнитных наблюдений

| Код   | Принадлежность | ГЕО     |          | R, км | B*, нТл |
|-------|----------------|---------|----------|-------|---------|
|       |                | Широта  | Долгота  |       |         |
| DUR   | Италия         | 41.39°N | 14.28°E  | ~299  | ~3.4    |
| LON   | Хорватия       | 45.41°N | 16.66°E  | ~744  | ~3.1    |
| PEG   | Греция         | 38.1°N  | 23.9°E   | ~759  | ~3.9    |
| GCK   | Сербия         | 44.63°N | 20.77°E  | ~790  | ~3.7    |
| PAG   | Болгария       | 42.50°N | 24.18°E  | ~863  | ~4.4    |
| THY   | Венгрия        | 46.90°N | 17.89°E  | ~926  | ~3.5    |
| EBR   | Испания        | 40.96°N | 0.33°E   | ~1291 | ~3.1    |
| LVV   | Украина        | 49.9°N  | 23.75°E  | ~1408 | ~3.4    |
| DOU   | Бельгия        | 50.1°N  | 4.6°E    | ~1510 | ~3.5    |
| BEL   | Польша         | 51.84°N | 20.79°E  | ~1514 | ~3.9    |
| SFS   | Испания        | 36.67°N | 5.95°W   | ~1872 | ~4.2    |
| MHV*) | Россия         | 54.94°N | 37.73°E  | ~2460 | ~4.5    |
| ARS   | Россия         | 56.43°N | 58.57°E  | ~3706 | ~3.5    |
| NVS   | Россия         | 54.85°N | 83.23°E  | ~5242 | ~4.5    |
| IRT   | Россия         | 52.27°N | 104.45°E | ~6659 | ~4.8    |

Примечание. \* магнитная обсерватория MHV не входит в сеть ИНТЕРМАГНЕТ.

Компоненты индукции магнитного поля  $B_x$ ,  $B_y$  и  $B_z$  регистрировались феррозондовым цифровым магнитометром LEMI-018, который обеспечивал уверенную регистрацию в диапазоне  $\pm 68000$  нТл с разрешением 10 пТл (частота выборки 1 с<sup>-1</sup>). При анализе магнитного эффекта, вызванного извержением вулкана, привлекались также данные магнитных измерений, выполненных в обсерваториях сети ИНТЕРМАГНЕТ (табл. 1), расположенных на разных расстояниях от вулкана R.

При описании электрического эффекта вулканического извержения использовались результаты регистрации вертикальной компоненты атмосферного электрического поля  $E$  в ЦГМ. Измерения напряженности электрического поля осуществлялись с помощью электростатического флюксметра ИНЭП [10] в диапазоне частот 0–20 Гц с частотой выборки 1 с<sup>-1</sup>. Для анализа  $E$  использовались ряды цифровых записей, сформированные с дискретностью 5 с.

Метеорологические параметры в MHV и ЦГМ контролировались с помощью автоматизированных цифровых метеостанций Davis Vantage Pro 2.

Следует отметить, что период выполнения инструментальных наблюдений характеризовался достаточно спокойной магнитной обстановкой (табл. 2) и отсутствием значимых локальных возмущений атмосферы и атмосферного электрического поля, что значительно упростило изучение

<sup>1</sup> Направление осей координат: x – С-Ю, y – В-З, z – вертикально вниз.

**Таблица 2.** Станционный  $K$  (по данным МНВ) и планетарный  $Kp$  индексы магнитной активности в период извержения вулкана Стромболи 09.10.2022 г.

| Дата 09.10.2022 | Время (UTC) |     |     |      |       |       |       |       |
|-----------------|-------------|-----|-----|------|-------|-------|-------|-------|
|                 | 0–3         | 3–6 | 6–9 | 9–12 | 12–15 | 15–18 | 18–21 | 21–24 |
| $K$             | 3           | 3   | 2   | 3    | 4     | 4     | 4     | 3     |
| $Kp$            | 4           | 3   | 3   | 3    | 3     | 4     | 3     | 3     |

геофизических эффектов, вызванных вулканическим извержением.

При оценках влияния вулканического извержения на ионосферу привлекались свободные к доступу данные по критической частоте  $F_2$ -слоя ионосферы  $f_0F_2$ , полученные на станции наземного вертикального зондирования ионосферы “Рим”, расположенной на расстоянии  $\sim 440$  км от вулкана (ГЕО: 41.8° с.ш.; 12.5° в.д.) [11].

Результаты наблюдений показывают, что активная (эксплозивная) стадия вулканического извержения сопровождалась генерацией акустического сигнала, вид которого по данным обсерватории МНВ, расположенной на расстоянии  $\sim 2460$  км от вулкана, приведен на рис. 2. Сигнал зарегистрирован в МНВ в  $\sim 08:45$  UTC (скорость распространения  $\sim 290$  м/с). Общая форма вызванного сигнала представляет собой хорошо выраженный пуг отдельных сигналов, что соответствует данным бюллетеня № 41/2022 от 11.10.2022 г. Национального института геофизики и вулканологии Италии (INGV), свидетельствующим о неоднократном проявлении вулканических взрывов в течение небольшого промежутка времени (бюллетень [12]). Максимальная амплитуда акустического сигнала в МНВ составила  $\sim 6$  Па.

Анализ данных магнитных измерений свидетельствует о том, что активная стадия вулканического извержения сопровождалась вариациями магнитного поля Земли, причем на значительных расстояниях от вулкана. В качестве примера на рис. 3 приведены вариации  $B_x^*$  относительно тренда горизонтальной, наиболее чувствительной к внешним возмущениям, компоненты магнитного поля  $B_x$  по данным некоторых магнитных обсерваторий<sup>2</sup>. Из рис. 3 следует, что в период эксплозивной стадии извержения Стромболи 09.10.2022 г. примерно в 06:40 – 07:40 UTC наблюдались хорошо выраженные изменения в вариациях геомагнитного поля в виде отрицательной бухты, осложненной знакопеременными вариациями  $B_x^*$ . Характерно, что максимальная амплитуда вызванных вариаций  $B^*$  находится в

достаточно узком диапазоне 3.1–4.8 нТл вне зависимости от расстояния  $R$  (табл. 1).

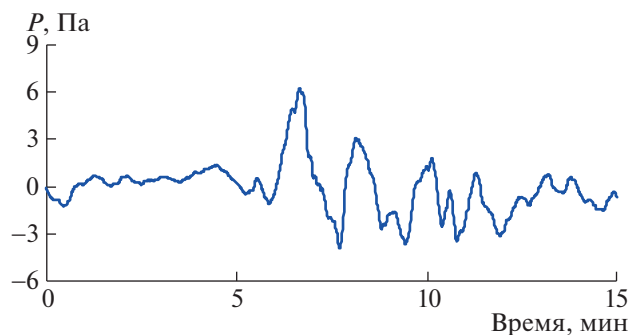
Данные настоящей работы свидетельствуют о том, что аномальные геомагнитные вариации наблюдаются не только в период максимальной активности вулкана, но также в период прихода вызванного вулканом акустического сигнала в точку регистрации. В качестве примера на рис. 4 приведены геомагнитные вариации в период прихода акустического сигнала в МНВ. Из рис. 4 следует, что акустический сигнал вызвал знакопеременные вариации вертикальной  $B_z^*$  и горизонтальной  $B_x^*$  компонент магнитного поля относительно тренда амплитудой соответственно  $\sim 2.5$  и  $\sim 4.5$  нТл.

Вулканическая активность 09.10.2022 г. вызвала изменения в ходе зависимости напряженности электрического поля от времени  $t$ . На рис. 5 приведены результаты измерений вертикальной компоненты электрического поля  $E$  в МНВ – обсерватории, расположенной на значительном расстоянии от Стромболи (табл. 1). Данные рис. 5 свидетельствуют о том, что в период примерно с 06:43 до 07:15 UTC было зарегистрировано возникновение хорошо выраженных аномальных вариаций  $E(t)$  в виде знакопеременной пульсации с периодом  $\sim 20$  мин и максимальной амплитудой  $\sim 30$  В/м.

Ионосферный эффект извержения в виде вариаций критической частоты  $f_0F_2$ , зарегистрированных на станции наземного зондирования “Рим” с помощью ионозонда DPS-4, представлен на рис. 6. Одновременно на том же рисунке приведена разность  $\Delta f_0F_2$  между значениями  $f_0F_2$  за 09.10.2022 г. и медианными значениями за октябрь 2022 г. Из рис. 6 следует, что активность вулкана вызвала ярко выраженные знакопеременные вариации критической частоты  $f_0F_2$  в период с  $\sim 06:15$  до  $\sim 09:00$  UTC (период  $\sim 45$  мин, максимальная амплитуда  $\sim 1$  МГц). Также заметные увеличения критической частоты  $F_2$ -слоя ионосферы по сравнению с фоновыми наблюдались с 09:10 до  $\sim 17:00$  UTC в виде положительной бухты.

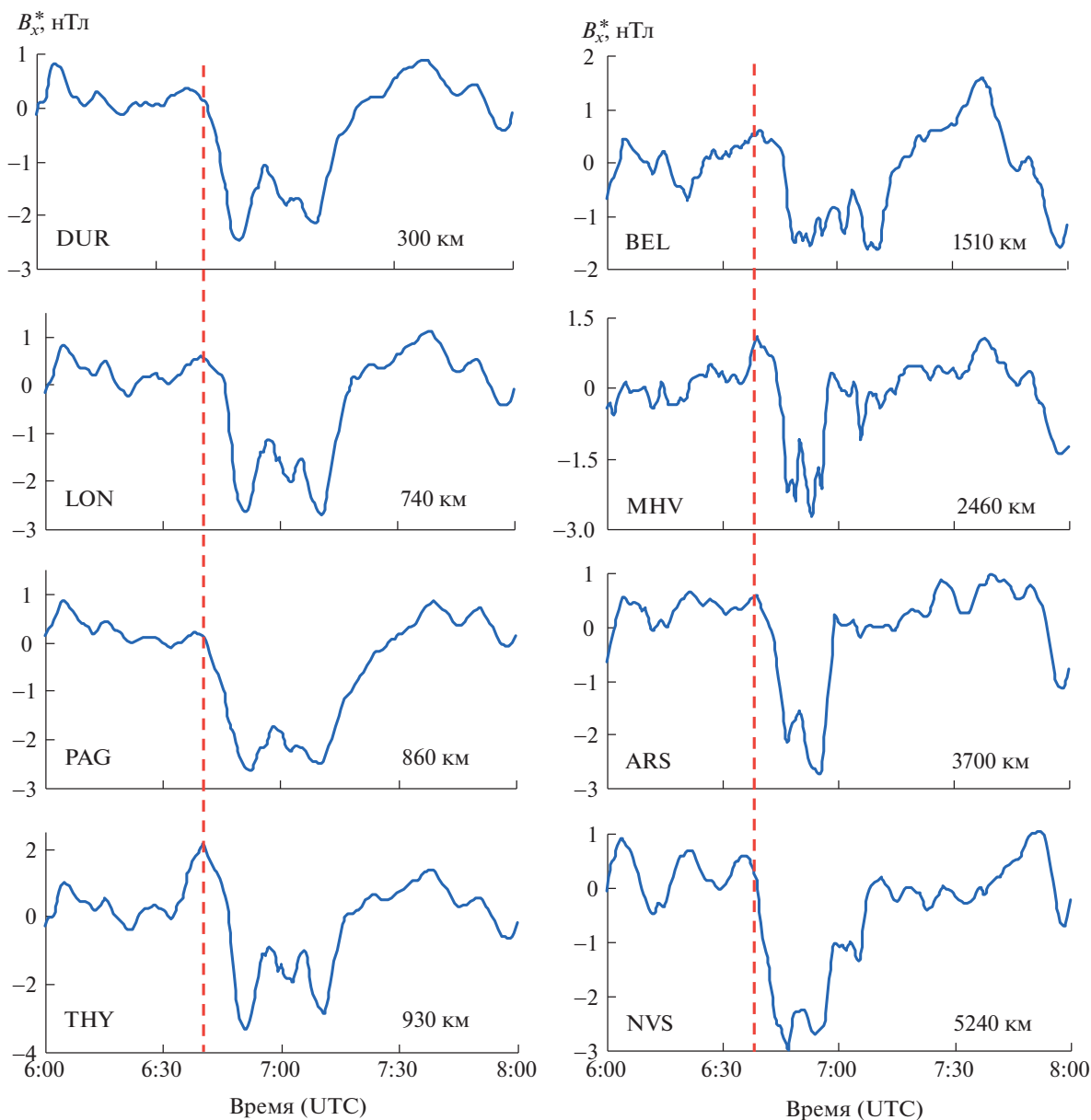
Полученные данные свидетельствуют о том, что активная стадия извержений вулкана Стромболи 09.10.2022 г. сопровождалась генерацией акустического сигнала, параметры которого поз-

<sup>2</sup> Зафиксированные вариации отличаются по длительности и амплитуде от известных магнитных пульсаций и не наблюдаются до и после рассматриваемого вулканического извержения в течение трех суток.

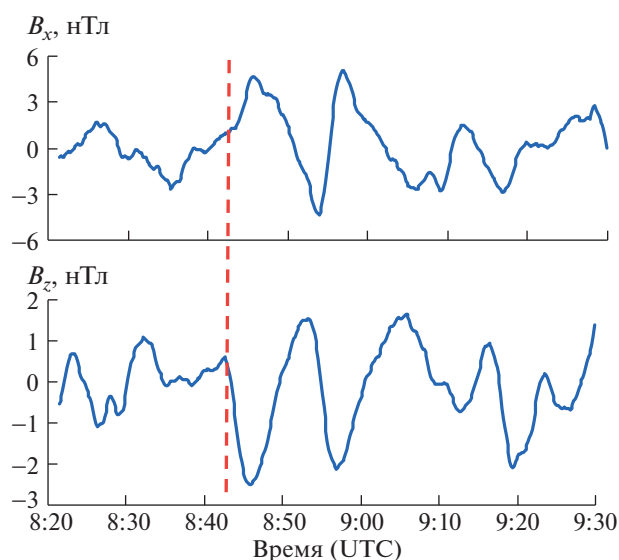


**Рис. 2.** Акустический сигнал, вызванный извержением вулкана Стромболи 09.10.2022 г. по данным MHV.

волили зарегистрировать его на значительном расстоянии от источника, а также выраженными геомагнитными вариациями и вариациями электрического поля. При этом следует особо отметить, что вызванные вариации магнитного поля зарегистрированы на всех магнитных обсерваториях примерно в один и тот же период времени, что может свидетельствовать о глобальном характере возмущений. Характерно, что максимальные амплитуды вызванных вариаций магнитного поля не сильно изменяются в достаточно широком диапазоне расстояний: от ~300 до ~6600 км.



**Рис. 3.** Вариации горизонтальной компоненты геомагнитного поля по данным MHV и некоторых обсерваторий ИНТЕРМАГНЕТ в период максимальной активности извержения вулкана Стромболи 09.10.2022 г. (вертикальная штриховая линия — время максимальной эксплозивной активности вулкана).



**Рис. 4.** Вариации горизонтальной и вертикальной компонент геомагнитного поля в МНВ в период прихода акустического сигнала, вызванного извержением вулкана Стромболи 09.10.2022 г. (вертикальная штриховая линия — время прихода акустического сигнала в МНВ).

Отдельный интерес представляет ионосферный эффект вулканического извержения. Этот вопрос требует проведения дополнительных, более детальных исследований, не только в части интерпретации обнаруженного эффекта, но также поиска наиболее вероятного механизма возмущающего влияния эксплозий и интенсивного лавового потока на физические характеристики ионосферы.

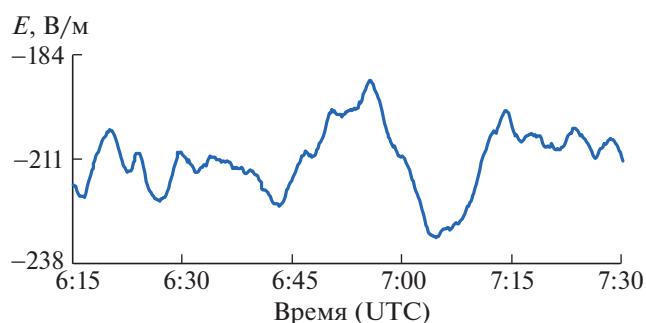
По мнению авторов, полученные данные окажутся полезными исследователям при разработке теоретических и расчетных моделей воздействия вулканов на геофизическую среду, выступая в качестве необходимой основы для их верификации.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

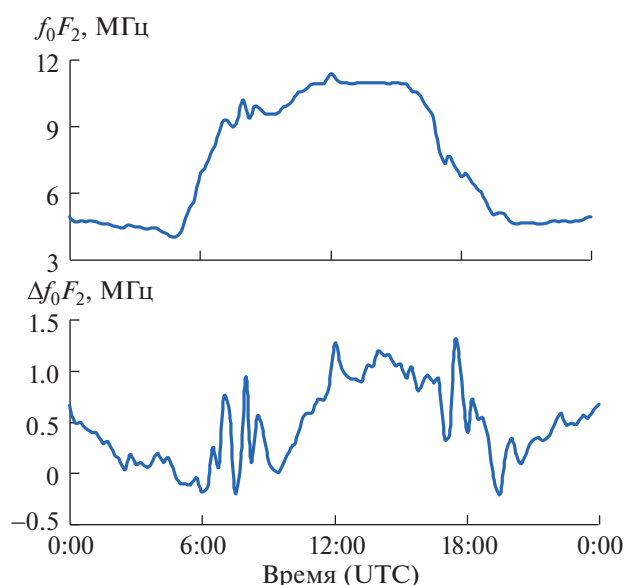
Исследования выполнены в рамках Государственного задания № 122032900185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Гостинцев Ю.А., Фирстов П.П. О природе воздушных волн при сильных эксплозивных извержениях // Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С. 3–11.
2. Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Рябова С.А., Соловьев С.П., Харламов В.А. Акустический, магнитный и электрические эффекты извержения вулкана Стромболи (Италия) в июле-августе 2019 г. // Физика Земли. 2020. № 5. С. 117–130.



**Рис. 5.** Вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля в МНВ в период максимальной активности вулкана Стромболи 09.10.2022 г.



**Рис. 6.** Вариации критической частоты  $F_2$ -слоя ионосферы  $f_0F_2$  за 09.10.2022 г. и разности  $\Delta f_0F_2$  между значениями  $f_0F_2$  за 09.10.2022 г. и медианными значениями за октябрь 2022 г.

3. Спивак А.А., Рябова С.А. Магнитный и электрические эффекты эксплозивной стадии извержения вулкана Стромболи (03.07.2019 г., Италия) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 54–57.
4. Фирстов П.П., Акбашев Р.Р., Холзворт Р., Чернева Н.В., Шевцов Б.М. Атмосферно-электрические эффекты во время эксплозии вулкана Шивелуч 16 ноября 2014 г. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 1. С. 29–37.
5. James M.R., Lane S.J., Gilbert J.S. Volcanic plume electrification: experimental investigation of a fracture-charging mechanism // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2000. № 105. В7. Р. 16641–16649.
6. Mather T.A., Harrison R.G. Electrification of volcanic plumes // Surveys in Geophysics. 2006. V. 27. № 4. Р. 387–432.

7. Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Ризниченко О.Ю. “Михнево”: от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории // Физика Земли. 2016. № 1. С. 108–120.
8. Спивак А.А., Локтев Д.Н., Рыбнов Ю.С. и др. Геофизические поля мегаполиса // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15. № 2. С. 39–54.
9. Куличков С.Н., Авилов К.В., Буш Г.А., Попов О.Е. и др. Об аномально быстрых инфразвуковых при-  
ходах на больших расстояниях от наземных взрывов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 1. С. 3–12.
10. Адушкин В.В., Соловьев С.П., Спивак А.А. Электрические поля техногенных и природных процессов. М.: ГЕОС, 2018. 464 с.
11. <http://ionos.ingv.it/spaceweather/start.htm>.
12. <https://www.ct.ingv.it>

## GEOPHYSICAL EFFECTS OF THE ACTIVE STAGE OF THE STROMBOLI VOLCANO ERUPTION ON OCTOBER 9, 2022

**A. A. Spivak<sup>a,#</sup>, D. N. Loktev<sup>a,##</sup>, Yu. S. Rybnov<sup>a,###</sup>, S. A. Riabova<sup>a,####</sup>, and A. V. Tikhonova<sup>a,#####</sup>**

<sup>a</sup> *Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: aaspivak100@gmail.com*

<sup>##</sup> *E-mail: dloctev@idg.ras.ru*

<sup>###</sup> *E-mail: rybnov.y@mail.ru*

<sup>####</sup> *E-mail: ryabovasa@mail.ru*

<sup>#####</sup> *E-mail: tikhonova@idg.ras.ru*

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin December 3, 2022

Using the results of instrumental observations carried out in the surface atmosphere, the response of the microbaric background, variations of the Earth's magnetic and electric fields to the paroxysmal activity of the Stromboli volcano (October 9, 2022, Italy) is analyzed. It is shown that the active stage of a volcanic eruption was accompanied by the generation of an acoustic signal and pronounced variations in the geomagnetic and atmospheric electric fields at considerable distances both during the period of volcano activity and during the arrival of an infrasonic wave at the observation point. It was also noted that the volcanic eruption caused a response in the ionosphere in the form of a change in the critical frequency of the F<sub>2</sub> layer.

**Keywords:** volcanic eruption, microbaric background, variations, magnetic field, electric field, critical frequency of the F<sub>2</sub> layer

## СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.34

## О ПОДОБИИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕД ЛЕДОВЫМИ УДАРАМИ И ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

© 2023 г. С. А. Борняков<sup>1,\*</sup>, А. А. Добрынина<sup>1</sup>, А. Н. Шагун<sup>1</sup>, В. А. Саньков<sup>1</sup>, Д. В. Салко<sup>1</sup>, А. И. Мирошниченко<sup>1</sup>, Г. В. Встовский<sup>2</sup>, А. Е. Синцов<sup>3</sup>

Представлено академиком РАН Е.И. Гордеевым 06.12.2022 г.

Поступило 06.12.2022 г.

После доработки 19.12.2022 г.

Принято к публикации 22.12.2022 г.

По результатам инструментального мониторинга ледового покрова озера Байкал обнаружен автоволновой характер реализации деформаций льда перед ледовыми ударами. Появляясь за минуты-первые десятки минут до удара этот процесс развивается с увеличением амплитуды колебаний, нередко с кратным сокращением их периода. Автоволновая динамика деформаций ледового покрова является следствием его самоорганизации как структурно-неоднородной среды критическом состоянии. Наличие самоорганизации деформационного процесса подтверждается результатами обработки временных рядов данных методом анализа кривизны структурных функций (МАКСФ) и методом спектрального анализа на основе периодограммы Ломба-Скаргла. Анализ данных сейсмического мониторинга ледового покрова показал, что автоволновые процессы характеризуются постоянными частотами 0.1 Гц. С учетом выявленных особенностей реализации деформаций и микросейсмических колебаний льда перед ледовыми ударами выполнен спектральный анализ данных деформационного и сейсмического мониторинга на Бугульдейском геодинамическом полигоне перед Кударинским землетрясением. Анализ показал, что за 14 ч до него на сейсмограмме наблюдается постепенное увеличение амплитуд автоколебаний в частотном диапазоне от 0.01 до 0.1 Гц. Максимальное увеличение амплитуд составляет 19.5 относительно фона.

**Ключевые слова:** лед, деформация, автоколебания, ледовый удар, землетрясение, предвестники

**DOI:** 10.31857/S2686739722602903, **EDN:** NZQUET

Ледовый покров оз. Байкал при медленных нагрузках проявляет реологические свойства, сходные со свойствами литосферы при длительном действии на нее напряжений, что делает возможным его использование для моделирования сейсмотектонических процессов [1].

В сильные морозы в ледовом покрове формируются многокилометровые стантовые трещины отрыва (рис. 1 а, б). В дальнейшем они работают в режиме “открытие–заккрытие” при вариациях отрицательных температур воздуха. В весенний период, преимущественно в первой половине марта, при резких потеплениях в дневное время ледовый покров существенно увеличивает свой объем

за счет температурного расширения, что приводит к росту в нем тангенциальных напряжений сжатия, под действием которых контакт между ледовыми пластинами в стантовой трещине разрушается с последующим поддвиганием одной пластины под другую (рис. 1 в, г). Амплитуда одноактного поддвигания определяется величиной дневного перепада температуры и обычно составляет от первых десятков сантиметров до первых метров, а суммарная амплитуда такого поддвига, накопленная за несколько дней, может достигать 25–30 м.

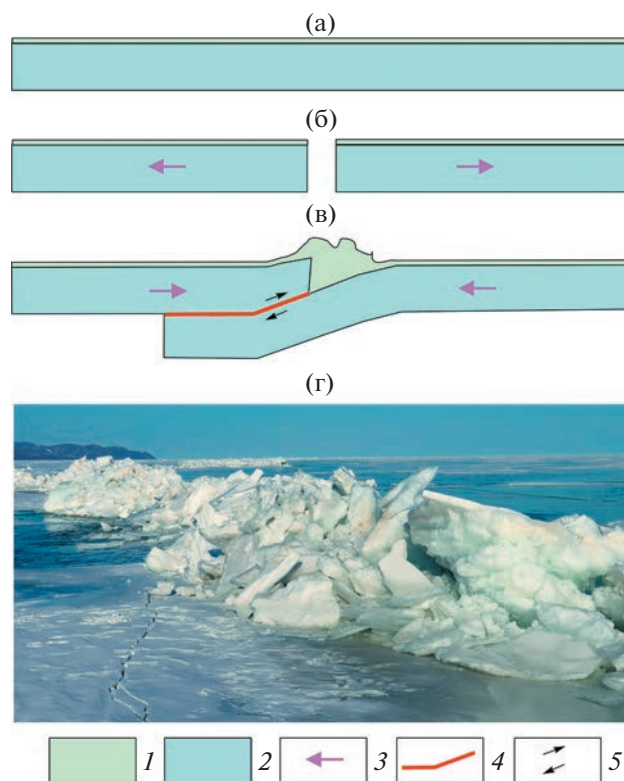
Процесс первичного формирования подвига, а также последующие активизации по механизму “stick-slip” периодически смерзающегося контакта между ледовыми пластинами сопровождаются сейсмическими эффектами, традиционно называемые “ледовыми ударами”. Естественная природа ледовых ударов, подготовка и реализация которых протекают на небольших временных интервалах, измеряемых первыми часами, делает их уникальным объектом для инструментальных наблюдений, результаты которых, с учетом сходства реологических свойств ледового покрова и лито-

<sup>1</sup> Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Центральный научно-исследовательский и проектный институт строительных конструкций им. Н.П. Мельникова, Москва, Россия

<sup>3</sup> Открытое акционерное общество “Безопасность”, Москва, Россия

\*E-mail: bornyak@crust.irk.ru



**Рис. 1.** Схематичное отображение формирования в ледовом покрове (а) становой трещины отрыва (б), последующей ее трансформации в подвиг при термальном расширении льда (в). г – Фото сформировавшейся зоны поддвига в ледовом покрове оз. Байкал. 1 – снег; 2 – лед; 3 – направление перемещения ледовых пластин; 4 – периодически активизирующийся контакт между ледовыми пластинами; 5 – направление относительного перемещения ледовых пластин при активизации контакта между ними.

сферы, могут быть использованы для разработки способов средне- и краткосрочного прогноза тектонических землетрясений [1–3].

Авторами выполнен инструментальный мониторинг деформаций и сейсмических колебаний ледового покрова оз. Байкал в пределах становой трещины в районе поселка Бугульдейка в 4 км от берега (координаты  $52^{\circ}31'06.27''$  с.ш.,  $106^{\circ}13'06.72''$  в.д.). Мониторинг проводился инструментальным комплексом авторской разработки [4]. Деформации измерялись штанговыми датчиками с базой 2 м с дискретностью 4 Гц. Датчики располагались перпендикулярно простиранию становой трещины на расстоянии 15 м от нее. Сейсмические колебания регистрировались сейсмостанциями “Байкал-7HR” с датчиками “СК-1”.

Важным результатом выполненного мониторинга явилось обнаружение автоволнового характера реализации деформаций льда перед ледовыми ударами (рис. 2 а). Появляясь за минуты первые десятки минут до удара, этот процесс развивается с увеличением амплитуды колебаний, нередко с кратным сокращением их периода (рис. 2 б, в). Непосредственно перед ударом такой

упорядоченный характер колебаний сменяется хаотическим с увеличением их амплитуды и периода.

Автоволновая динамика деформаций ледового покрова обусловлена его способностью к самоорганизации как открытой, структурно-неоднородной системы в критическом состоянии [5, 6]. Известные результаты моделирования [7] и результаты инструментальных наблюдений за разрушением ледника в горной местности [8], демонстрирующие автоволновую динамику деформаций нагруженных структурно-неоднородных систем при напряжениях, близких к пределу их прочности, позволяют считать зафиксированное нами аналогичное явление закономерным, не связанным с особенностями деформации ледового покрова, лежащего на воде, а обусловленным способностью этих систем к самоорганизации в таком критическом состоянии.

Наличие самоорганизации деформационного процесса косвенно подтверждается результатами обработки временных рядов деформаций ледового покрова методом анализа кривизн структурных функций (МАКСФ) [9] и методом спектрального анализа на основе периодограммы Ломба-

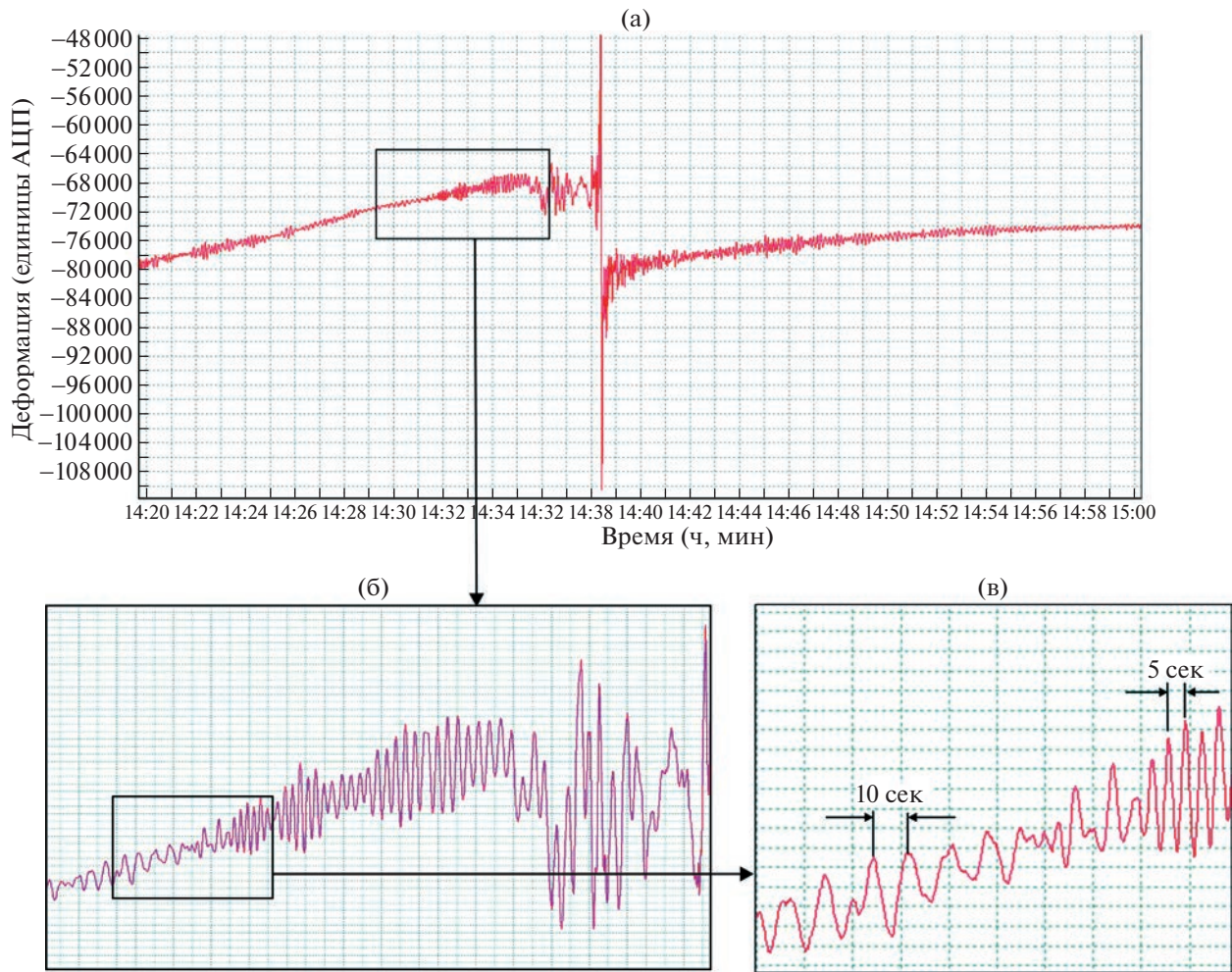


Рис. 2. Пример автоволнового характера реализации деформаций льда перед ледовым ударом (а) и его детали (б, в).

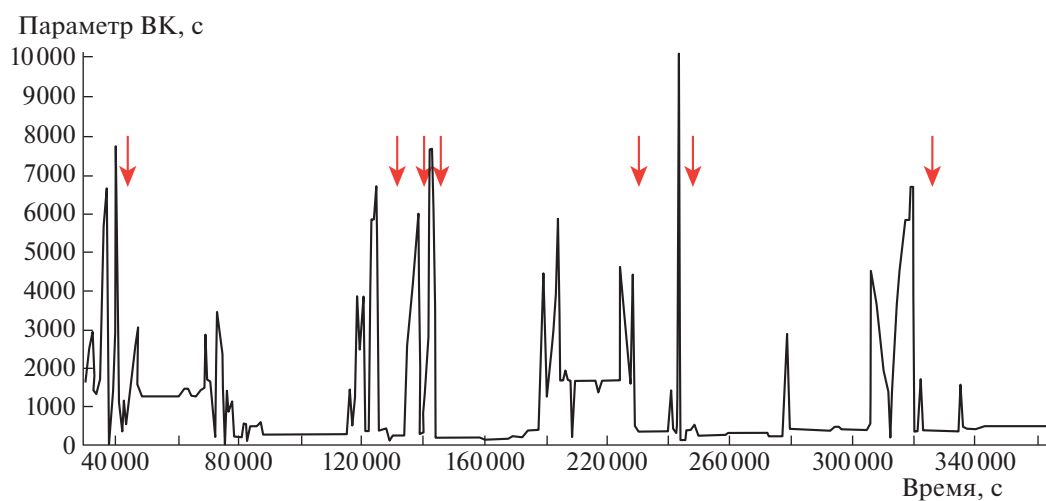
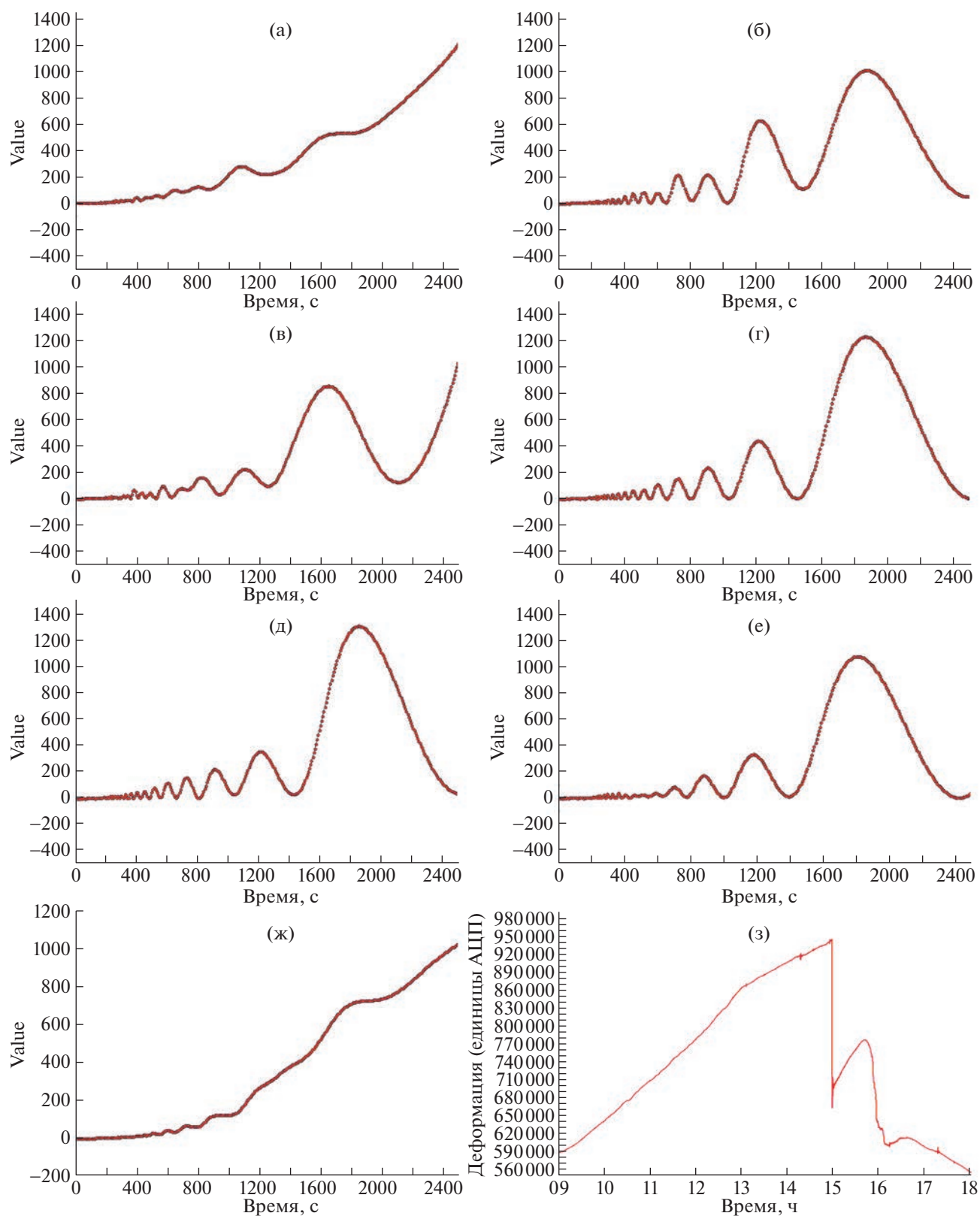
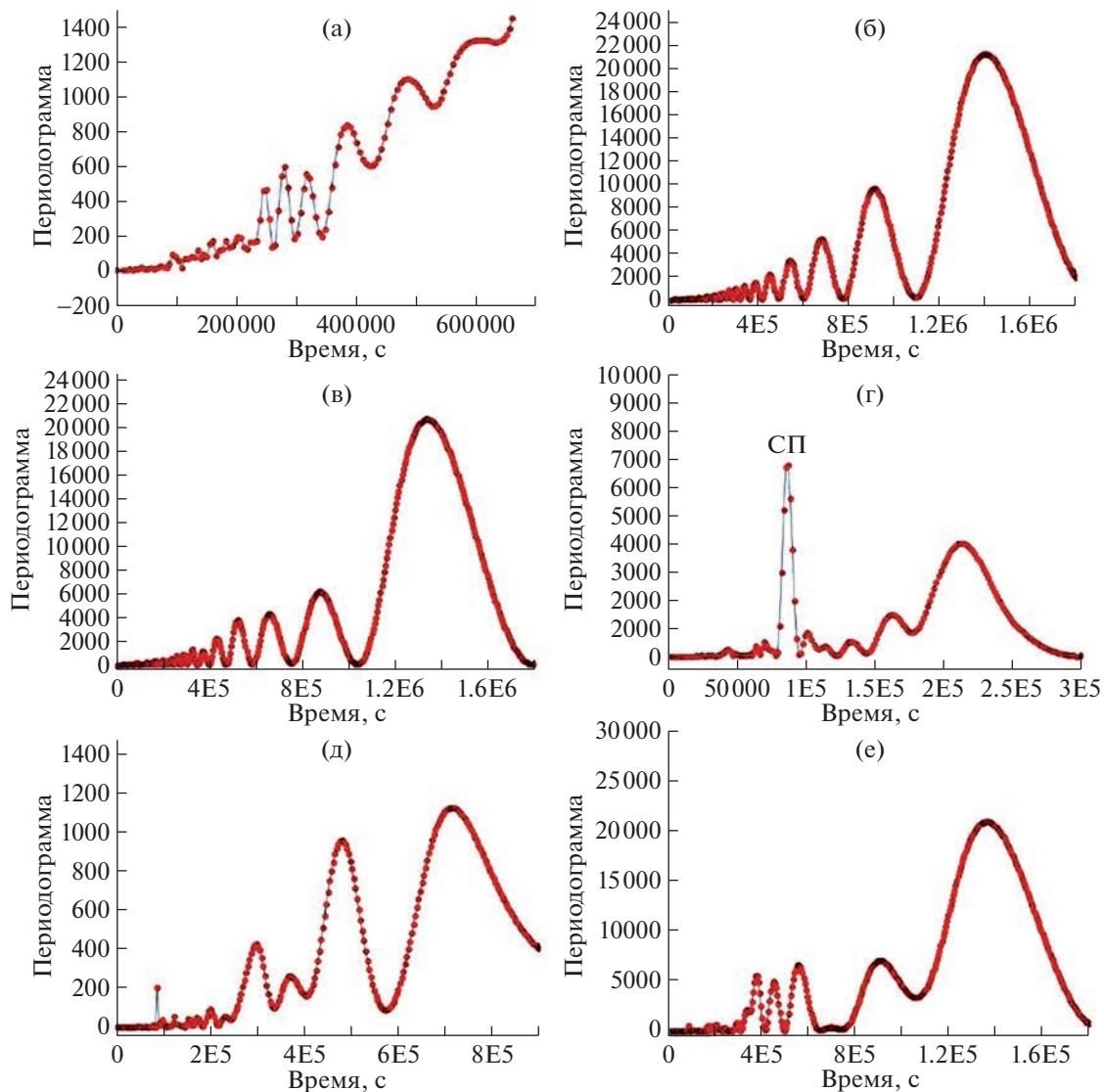


Рис. 3. График вариаций параметра “время корреляции” в течение 8, 9, 10 и 11 марта. Стрелками отмечены моменты реализации наиболее сильных ледовых ударов.



**Рис. 4.** Спектрограммы временного ряда деформаций ледового покрова с 9 ч до 16 ч 07 марта 2021 г. для почасовых интервалов: 9–10 ч (а); 10–11 ч (б); 11–12 ч (в); 12–13 ч (г); 13–14 ч (д); 14–15 ч (е); 15–16 ч (ж). з – графическое отображение исходных данных.



**Рис. 5.** Результаты спектрального анализа данных деформаций горных пород в пункте Бугульдейка для временных интервалов: 1–30 сентября (а), 1–31 октября (б), 1–30 ноября (в), 1–9 декабря (г), 11–31 декабря (д), 1–31 января, 2020 (е).

Скаргла [9–11]. Оба метода позволяют выделять в рядах данных деформаций временные интервалы их коррелированного поведения, т.е. интервалы, в пределах которых имела место самоорганизация деформационного процесса.

В первом случае таким интервалам соответствует резкий рост параметра “время корреляции” (ВК) (рис. 3). Как видно из графика, в большинстве случаев наиболее сильным ледовым ударам, помеченным красными стрелками, предшествует проявление самоорганизации деформационного процесса.

В случае спектрального анализа, временным интервалам, в пределах которых имела место самоорганизация, соответствуют упорядоченные спектрограммы, отражающие скоррелированный характер колебаний в деформационном процессе (рис. 4 г, д, е). Вне этих интервалов спектрограммы имеют хаотический характер (рис. 4 а, б, в, ж).

По результатам сейсмического мониторинга ледового покрова установлено, что автоволновые процессы, предвещающие ледовые удары, в среднем имеют частоту 0.1 Гц. Непосредственно во время ледового удара реализуются несколько колебаний большой амплитуды с частотами 0.6–1.2 Гц. Длительность этих колебаний составляет порядка 10 с.

С учетом выявленных особенностей реализации деформаций и микросейсмических колебаний льда перед ледовыми ударами выполнен аналогичный анализ данных деформационного и сейсмического мониторинга на геодинамическом полигоне Бугульдейка перед Кударинским землетрясением 09.12.2020 г. ( $M_w = 5.5$ ). Полигон расположен напротив его эпицентра на Западном берегу Байкала рядом с одноименным поселком (координаты: 52.567° с.ш., 106.136° в.д.).

Для спектрального анализа данных деформационного мониторинга временной ряд был разбит на следующие интервалы: 1–30 июня; 1–31 июля, 1–31 августа; 1–20 сентября – 22–30 сентября – 1–30 октября (рис. 4).

Приведенные спектрограммы показывают, что структура и интенсивность осцилляций меняются во времени, что наиболее отчетливо проявлено на периодах в интервале их значений от Е5 до Е6. На первой спектрограмме в этом интервале насчитывается четыре основных периода со значениями параметра “периодограмма” более 1000 (рис. 5 а). В следующий временной интервал количество основных периодов увеличивается до пяти, за счет появления дополнительного периода 1.6Е6. При этом значения параметра “периодограмма” возрастают в два раза на фоне усиления хаотизации спектрограммы (рис. 5 б). В третий интервал количество основных периодов осцилляций со значениями параметра “периодограмма” более 1000 увеличивается до восьми, а структуре спектрограммы проявляется упорядоченность (рис. 5 в), аналогичная выше представленной на рисунке 4 г и 4 д. В последующий, предсейсмогенный интервал, эта упорядоченность сохраняется на фоне увеличения параметра “периодограмма” более чем в два раза (рис. 5 г). После землетрясения структура спектра перестраивается. В последнюю декаду сентября значимой остается только большепериодная осцилляция 4Е5 (рис. 5 д). В последующий расчетный период происходит существенное снижение параметра “периодограмма”, а спектрограмма имеет неупорядоченную структуру с преобладанием веса малопериодных осцилляций (рис. 5 е).

Спектральный анализ микросейсмических шумов до и после Кударинского землетрясения показал, что за 14 ч до него на сейсмограмме наблюдается постепенно увеличение амплитуд автоколебаний в частотном диапазоне от 0.01 до 0.1 Гц. Максимальное увеличение амплитуд составляет 19.5 относительно фона. Увеличение фона наблюдалось также в течение 9 ч после главного толчка. Поляризационный анализ микросейсмического шума показал четко выраженную ориентацию колебаний в юго-восточном направлении (средний азимут – 121°), что хорошо согласуется с азимутом на эпицентр основного толчка – 124.6°. Анализ сейсмограмм за предыдущий период (с 01 декабря) и через 10 ч после Кударинского землетрясения подобных эффектов в поле микросейсмических шумов не выявил.

Таким образом, из приведенных результатов следует, что низкочастотные автоволновые колебания, зарегистрированные перед ледовыми ударами, имели место и перед Кударинским землетрясением. Это позволяет рассматривать их как

устойчиво проявляющийся процесс, предшествующий сейсмогенной подвижке по разлому.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российским фондом фундаментальных исследований и Государственным фондом естественных наук Китая в рамках научного проекта № 21-55-53019 с использованием Уникальной научной установки (УНУ) “Южно-Байкальский инструментальный комплекс для мониторинга опасных геодинамических процессов”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л., Псахье С.Г., Ружич В.В., Попов В.Л., Шилько Е.В., Гранин Н.Г., Тимофеев В.Ю., Астафуров С.В., Димаки А.В., Старчевич Я. Ледовый покров озера Байкал как модельная среда для изучения тектонических процессов в земной коре // ДАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 656–660.
2. Псахье С.Г., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Димаки А.В., Ружич В.В., Панченко А.Ю. Модельные исследования процессов возникновения и развития деформационных структур субдукционного типа в ледовом покрове озера Байкал // Физическая механомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 55–65.
3. Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Борняков С.А., Гранин Н.Г. Деформации и сейсмические явления в ледяном покрове озера Байкал // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 289–299.
4. Салко Д.В., Борняков С.А. Автоматизированная система для мониторинга геофизических параметров на геодинамических полигонах // Приборы. 2014. № 6. С. 24–28.
5. Хакен Г. Синергетика. М.: Мир, 1980. 404 с.
6. Пригожин И., Кондепуди Д. Современная термодинамика: от тепловых двигателей до диссипативных структур. М.: Мир, 2002. 460 с.
7. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
8. Pralong A. Oscillations in critical shearing: fpplications to fractures in glaciers // Nonlin. Processes Geophes. 2006. V. 13. P. 681–683.
9. Vstovsky G.V. Factual revelation of correlation lengths hierarchy in micro- and nanostructures by scanning probe microscopy data // Mater. Sci. 2006. V. 12. P. 262–270.
10. Lomb N.R. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data // Astrophys. Sp. Sci. 1976. V. 39. P. 447–462. <https://doi.org/10.1007/BF00648343>
11. Scargle J.D. Studies in astronomical time series analysis. 2. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data // The Astrophysical Journal. 1982. V. 263. P. 835–853.
12. Scargle J.D. Studies in astronomical time series analysis. 3. Fourier transforms. Autocorrelation function and cross-correlation functions of unevenly spaced data // The Astrophysical Journal. 1989. V. 343. P. 874–887. <https://doi.org/10.1086/167757>

## ON SIMILARITIES BETWEEN DEFORMATION PROCESSES PRECEDING ICE SHOCKS AND TECTONIC EARTHQUAKES

S. A. Bornyakov<sup>a, #</sup>, A. A. Dobrynina<sup>a</sup>, A. N. Shagun<sup>a</sup>, V. A. Sankov<sup>a</sup>, D. V. Salko<sup>a</sup>,  
A. I. Miroshnichenko<sup>a</sup>, G. V. Vstovsky<sup>b</sup>, and A. E. Sintsov<sup>c</sup>

<sup>a</sup> *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>b</sup> *Melnikov Central Research and Design Institute of Building Structures, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup> *Open Joint Stock Company "Safety", Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: bornyak@crust.irk.ru*

Presented by Academician of the RAS E.I. Gordeev December 6, 2022

The instrumental monitoring reveals an autowave nature of ice deformation behavior prior to ice shocks. A few minutes or the first tens of minutes before the shock, this process shows an increase in the amplitude of oscillations, often with a multi-fold reduction in their period. An autowave dynamics of ice deformations is due to self-organization of a structurally heterogeneous ice environment under critical conditions. The self-organization ability of the deformation process is confirmed by the results of ice deformation time series processing by the structural function curvature analysis method (SFCAM) and by the Lomb-Scargle periodogram method. The results of seismic monitoring of ice showed that autowave processes are characterized by constant frequency of 0.1 Hz. Taking into account the ice deformation and microseismic fluctuation features preceding the ice shocks, spectral analysis was performed on the data of deformation and seismicity monitoring at the Buguldeika geodynamic polygon before the Kudara earthquake. According to the results, 14 hours before the earthquake the seismogram recorded a gradual increase in auto-oscillation amplitudes in the frequency range from 0.01 to 0.1 Hz. The maximum amplitude increase is 19.5 against the background.

**Keywords:** ice, deformation, self-oscillation, ice impact, earthquake, precursors

## ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

УДК 551.510.411; 551.513.22; 551.556.4

О ВЕРТИКАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ  
В УСЛОВИЯХ СЛАБЫХ И УМЕРЕННЫХ ВЕТРОВ© 2023 г. Е. А. Малиновская<sup>1,\*</sup>, О. Г. Чхетиани<sup>1</sup>, академик РАН Г. С. Голицын<sup>1</sup>, В. А. Лебедев<sup>1</sup>

Поступило 26.12.2022 г.

После доработки 27.12.2022 г.

Принято к публикации 28.12.2022 г.

Рассмотрено распределение пылевого аэрозоля по высоте в приземном слое на основе данных измерений, выполненных в летнее время в 2020–2021 гг. в аридных условиях на территории республики Калмыкия. Для профилей концентрации аэрозоля при условиях слабых ветров наблюдается характерный степенной наклон с показателем, близким к значению  $-0.5$ . При усилении ветра наклон профиля принимает значения, ближе к известным для условий сальтации степеням  $-0.7...-1.0$  (и круче). Наблюдаемые закономерности могут объясняться характером движения поднимающейся с горячей поверхности частицы пыли вместе с окружающим ее прогретым объемом воздуха, отличающимся для мелкой ( $<1$  мкм) и крупной ( $>1$  мкм) фракций частиц.

**Ключевые слова:** пылевой аэрозоль, ветровой и конвективный вынос

**DOI:** 10.31857/S2686739722602927, **EDN:** NZRMNJ

Аридные и субаридные территории являются основным источником пылевого аэрозоля [1], участвующего в процессах конденсации влаги и облакообразования, массопереноса веществ твердой и жидкой фазы, изменения радиационного баланса Земли [2]. Доминирующим процессом генерации при скоростях ветра, превышающих критические значения [3] (около  $3.5-5$  м/с на высоте  $2$  м), является откалывание (фрагментация) в момент падения на поверхность частиц пыли размерами порядка  $80-150$  мкм [1], участвующих в сальтациях. Распределение поднятых над слоем сальтации частиц может рассматриваться как равновесное, обеспечиваемое балансом между турбулентной диффузией и осаждением. Соответственно, профиль концентрации в этом случае имеет степенной характер  $\sim z^{-w/\kappa u_*}$  [4, 5]. Здесь  $u_*$  — динамическая скорость ветра,  $w$  — скорость осаждения пылевых частиц,  $\kappa = 0.4$  — постоянная Кармана. Показатель степени зависит от распределения частиц по размерам и принимает значения  $-0.7...-1.1$  [5–7]. В [5], анализируя экспериментальные данные, приходят к выводу о большей значимости степени наклона профиля  $-1$ , что фактически соответствует условию постоянства потока пылеподобной примеси в приземном слое, имевшем место в данном случае.

Помимо ветрового выноса значительный вклад (до  $20-40\%$ ) вносят конвективные движения [8]. Здесь можно выделить 1) вынос, связанный со спонтанным формированием термиков и, соответственно, областей с превышением пороговых скоростей подъема пыли [8]; 2) термоконвективный вынос, обусловленный сильным прогревом поверхности и созданием условий для выноса микрочастиц пыли из верхнего пористого слоя [9, 10]. Ветер влияет на изменение высоты теплового слоя у нагретой поверхности, что определяет наличие степенной зависимости для отклонений концентрации аэрозоля от фоновых значений  $\delta N \sim (\delta T)^m$ . Здесь  $m$  принимает значения (примерно)  $0.2-0.6$  при слабых ветрах и  $-0.3...-0.5$  при высоких скоростях ветра [9].

На интенсивность выноса влияет также направление ветра по отношению к линии дюнных гряд: касательное (вдоль линии гряд) и лобовое [11]. При касательном направлении ветра увеличивается доля мелкой фракции пыли в сравнении с лобовым направлением [11], что, вероятно, может указывать на связь высоты теплового слоя с относительным усилением ветра при уменьшении сопротивления воздушному потоку при “скольжении” вдоль дюнных гряд.

Данные по выносу минеральных аэрозолей в аридных и полуаридных условиях получены в комплексных экспедиционных исследованиях ИФА им. А.М. Обухова РАН, проводимых на территории Черноземельского района республики Калмыкия в 2020–2021 гг. Для этого региона

<sup>1</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова  
Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: elen\_am@inbox.ru



**Рис. 1.** Спутниковый снимок участка проведения измерений в 5 км к западу от пос. Нарын-Худук (Республика Калмыкия). 4-конечной звездой отмечено место расположения комплекса измерительной аппаратуры.

(Прикаспийская низменность) характерны полупустынные ландшафты с обширными участками песков со сформированным устойчивым дюнным рельефом. Выбранный для измерений дюнный участок, расположенный в 5 км к западу от пос. Нарын Худук (45.42184° с.ш., 46.47078° в.д.), имеет примерно широтную протяженность около 1.5 км и ширину 200–300 м (рис. 1).

Концентрация аэрозольных частиц измерялась круглосуточно с частотой 1 мин на уровнях 0.2, 0.4, 0.8, 1.6, 3.2 м фотометрами “Феникс–М”. При разработке фотометра была использована оптическая часть от нефелометра “Sinclair–Phoenix JM–2000”, позволяющего производить измерения аэрозоля размером 0.05–40 мкм до массовых концентраций в диапазоне 1–10<sup>5</sup> мкг/м<sup>3</sup>. Используется красный светодиод с длиной волны 630 нм и мощностью 1 Вт. Расход воздуха 20 л/мин. Концентрация аэрозольных частиц измеряется при рассеянии падающего на них под углом 25° излучения. Приемный узел имеет логарифмическую проходную характеристику, позволяющую регистрировать значения концентраций аэрозоля, меняющиеся на пять порядков. Для определения массовой концентрации используется ее среднее значение, получаемое из массы осаждемого на фильтре аэрозоля, прошедшего через счетный объем оптической системы за период измерений, и общего, прокачанного за это время, объема воздуха. Параллельно выполнялись измерения обширного комплекса метеоданных и счетной концентрации аэрозоля в диапазоне размеров 0.1–5 мкм на высотах 0.5, 2.0 м. Более детальное описание измерений приведено в [9, 11].

Для анализа использовались дневные данные, полученные в период с 8:00 до 20:00. В дневное время при температуре воздуха выше 25°C и относительной влажности воздуха меньше 40%, температуре поверхности 30–60°C, возникают почти идеальные условия для развития конвективных

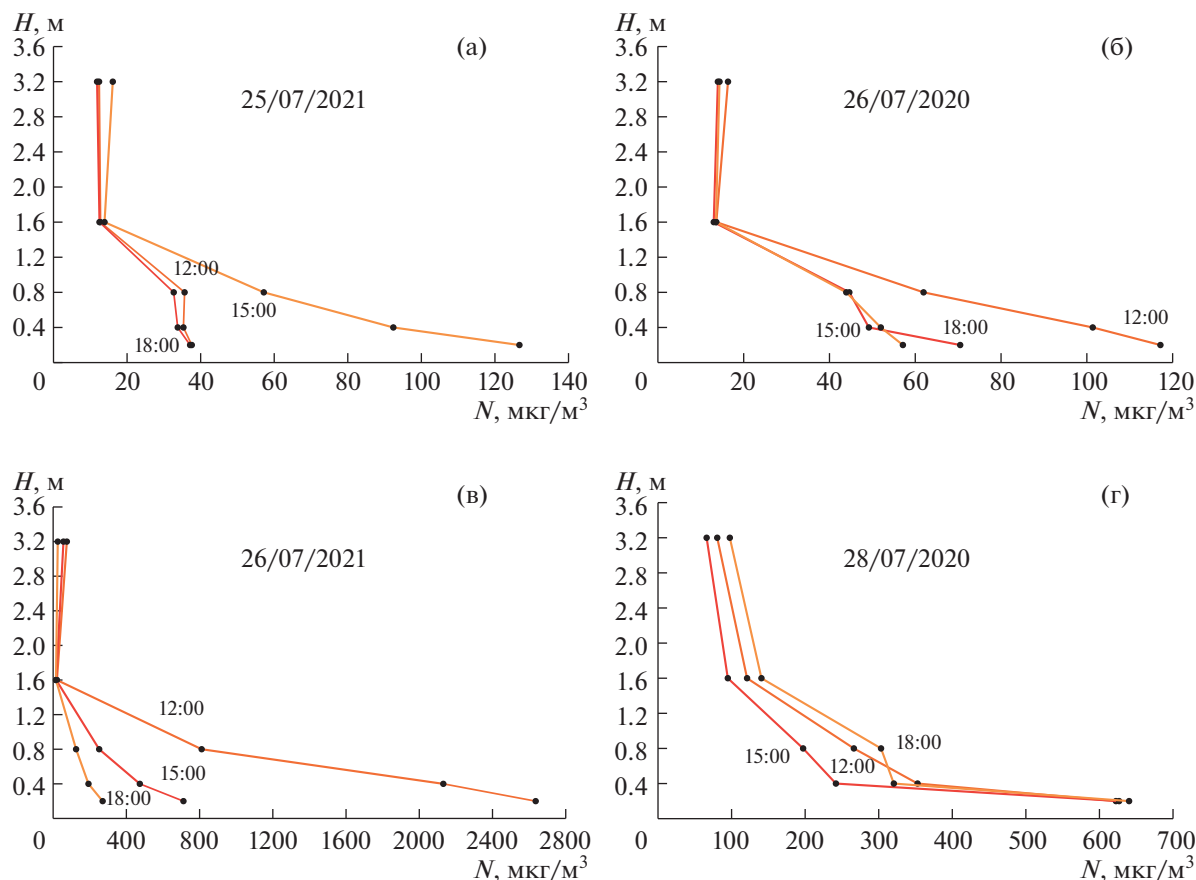
восходящих движений без возникновения зон циркуляции воздуха на высотах до 10 м. Отметим, что нередко наблюдаются инверсионные слои с локальным увеличением концентрации аэрозоля и температуры, связанные с возникновением зон циркуляции на небольшой высоте над поверхностью.

На рис. 2 приведены мгновенные профили массовой концентрации аэрозоля для моментов времени 12:00, 15:00 и 18:00 в разные дни наблюдений. Рис. 2 а, б соответствует условиям с допороговыми значениями скорости ветра (на высоте 2 м) до 2–5 м/с ( $u_* < 0.33$  м/с). На рис. 2 в, г представлены профили, характерные для сильного ветра со скоростями выше 5.5 м/с ( $u_* > 0.33$  м/с). При значительном прогреве поверхности, повышенной влажности отмечаются также случаи со значительными инверсиями профиля концентрации.

Для сухого воздуха при относительной влажности  $W < 35\%$  или при температуре воздуха меньше 35°C и при отсутствии инверсий профиля можно аппроксимировать степенной функцией  $z^{-\alpha}$ . При обработке результатов дневных измерений (8:00–20:00) за 2020 (4765 профилей) и 2021 (3601 профилей) годы проводилась фильтрация (“выбраковка”) инверсионных профилей.

Средние (10 мин) профили концентрации за 2020 г. приведены на рис. 3 а, за 2021 г. – на рис. 3 б. Эмпирические профили сравниваются со степенной зависимостью  $N(z) = A_\alpha z^{-\alpha}$ . Здесь для штриховой линии  $\alpha = -0.5$ , для пунктирной  $\alpha = -1.0$ . Для данных 2020 г.  $A_{1/2} = 50$ ,  $A_1 = 100$ . Для данных 2021 г.  $A_{1/2} = 30$ ,  $A_1 = 90$ .

Распределения показателей степени для профиля средней (10 мин) концентрации при скоростях ветра ниже и выше пороговых значений динамической скорости 0.33 м/с, представлены на



**Рис. 2.** Профили массовой концентрации аэрозоля в различные дни для случаев слабого ветра,  $U|_{2m} < 5.5$  м/с (а: 12:00 – 3.0 м/с, 15:00 – 2.5 м/с, 18:00 – 6.0 м/с, б: 12:00 – 2.5 м/с, 15:00 – 2.9 м/с, 18:00 – 6.1 м/с) и больших скоростей ветра,  $U|_{2m} > 5.5$  м/с (в: 12:00 – 7.4 м/с, 15:00 – 6.5 м/с, 18:00 – 6.6 м/с, г: 12:00 – 6.7 м/с, 15:00 – 6.5 м/с, 18:00 – 5.9 м/с).

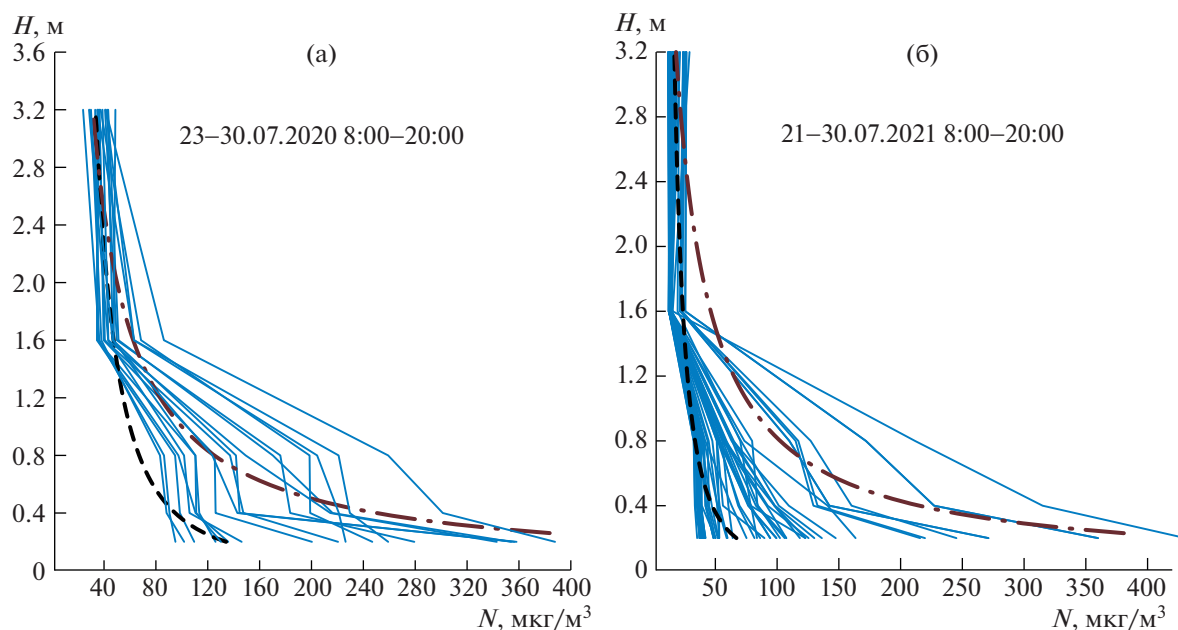
рис. 4. При  $u_* < 0.33$  м/с распределение несимметрично (слева минимальное значение показателей близко к 0.3, справа – “хвост”, значения в котором достигают 1.3 для 2020 г. и 1.6 для 2021 г.) и наиболее близко по типу к распределению Рэлея (отмечено на рис. 6 а):

$$\varpi(\alpha) = \frac{\beta_0}{\beta} (\alpha - \alpha_0) e^{-(\alpha - \alpha_0)^2 / \beta}.$$

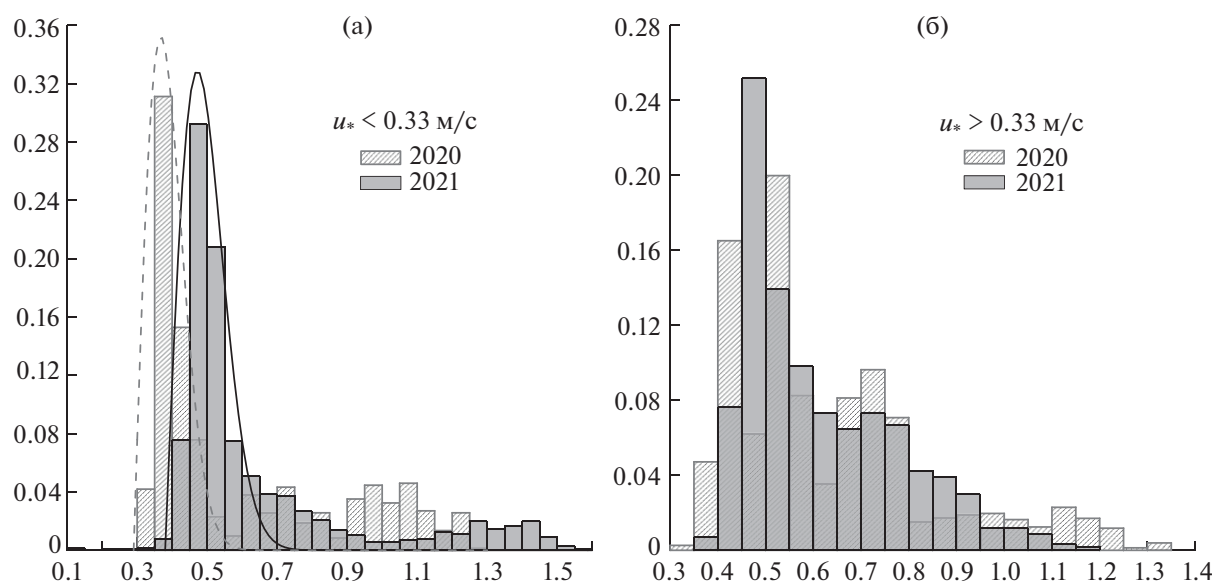
Характеристики распределения:  $\beta_0 \approx 0.1$ ,  $\beta \approx 0.012$  и  $0.017$ ,  $\alpha \approx 0.29$  и  $0.38$  для 2020 и 2021 г. соответственно. Откуда получаем средние значения и дисперсию при слабых ветрах  $u_* < 0.33$  м/с: а) 2020 г.  $0.39$  и  $0.05$  ( $\alpha = 0.55 \pm 0.16$ ); б) 2021 г.  $0.50$  и  $0.06$  ( $\alpha = 0.51 \pm 0.12$ ). Для сильных ветров с  $u_* > 0.33$  м/с: а) 2020 г.  $\alpha = 0.62 \pm 0.21$ ; б) 2021 г.  $\alpha = 0.61 \pm 0.16$ . В 2021 г. отмечалось больше событий с  $u_* > 0.5$  м/с, поэтому шире диапазон степеней  $\alpha > 1$ , что может быть связано с преобладанием сальтационной генерации аэрозоля. Для значений в диапазоне  $-0.5 \dots -1$  также имеется

связь с усилением ветра. Это определяется увеличением глубины слоя задействованных в процессе переноса сальтирующих крупных частиц  $h_s$ .

Известна связь величины потока сальтирующих частиц с динамической скоростью  $F \sim u_*^3$  [1, 3, 7, 12], откуда  $h_s \sim u_*^3$ . Чем больше скорость ветра, тем больше задействуются приповерхностных слоев пылевых частиц, тем больше высвобождается пылевого аэрозоля. Концентрация пылевого аэрозоля связана с интенсивностью потока сальтирующих частиц [13]. Значения для динамической скорости ветра в 2020 и 2021 г. (рис. 5 а, б) относительно часто соответствовали условиям вблизи и ниже порога сальтации [11] ( $u_* > 0.33$  и  $u_* < 0.33$  м/с). Выбранные с этими критериями временные развертки дневных профилей концентрации от 21.07.2021 представлены на рис. 6. В этот и другие дни измерения вне зависимости от ветрового режима наблюдаются “всплесковые” изменения концентраций пылевого аэрозоля на малой высоте до 1.5 м, которые коррелиру-



**Рис. 3.** Профили концентрации аэрозоля за 2020 (а) и 2021 г. (б) в сравнении со степенной функцией  $N(z) = A_\alpha z^{-\alpha}$ , с показателями  $-1/2$  (штриховая линия) и  $-1$  (штрихпунктирная линия). 2020 г. —  $A_{1/2} = 50$ ,  $A_1 = 100$ . 2021 г. —  $A_{1/2} = 30$ ,  $A_1 = 90$ .



**Рис. 4.** Плотность вероятности для показателей степени (время осреднения — 10 мин) (а) — при  $u_* < 0.33$  м/с 2020 и 2021 г., (б) — при  $u_* > 0.33$  м/с 2020 и 2021 г. На а) проведена аппроксимирующая функция распределения Рэля (2020 г. — пунктир, 2021 г. — сплошная линия).

ют с усилениями ветра. Изменения, происходящие в течение 5–15 мин, указывают на возможные колебания массовых концентраций аэрозоля в пределах от 20 до 100 мкг/м³ в дневное жаркое время при небольших динамических скоростях. С усилением ветра в течение получаса концентрация на 20–40 см возрастает на 200–500 мкг/м³.

Рассматривая пылевой аэрозоль, как пассивную примесь, следует ожидать, что его распределение по высоте будет определяться из условия сохранения вертикального потока микрочастиц. Это условие примерно выполняется при слабых ветрах. В таком случае вертикальный профиль концентрации был бы тождественен соответствующему

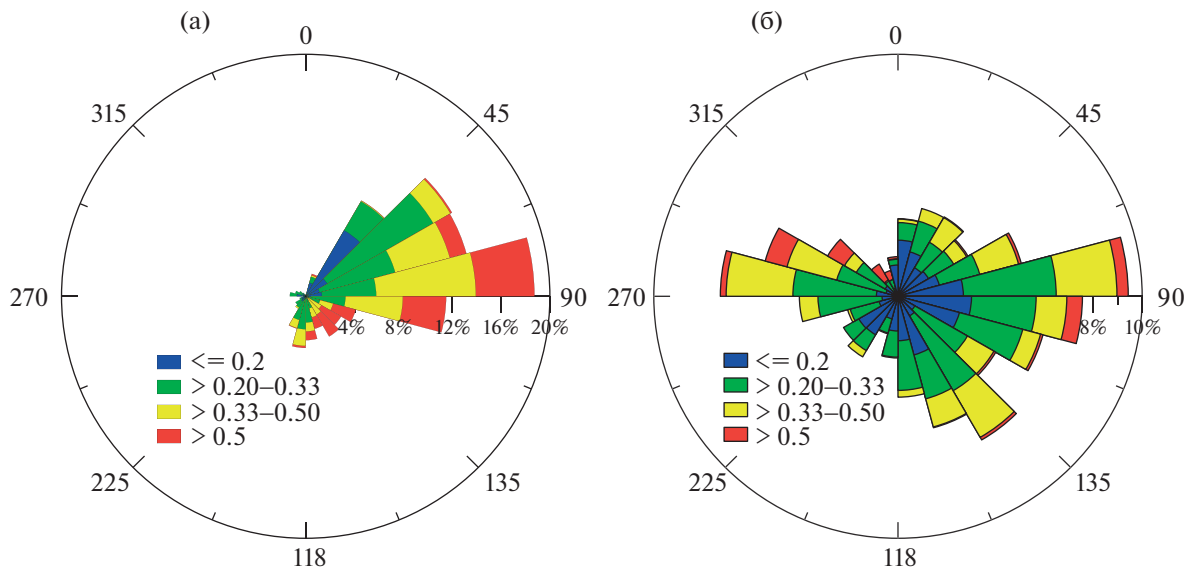


Рис. 5. Роза ветров для значений динамической скорости ветра с выделением доли по значениям в диапазонах  $u_* < 0.2$  м/с,  $0.2 < u_* < 0.33$  м/с,  $0.33 < u_* < 0.5$  м/с,  $u_* > 0.5$  м/с: (а) 2020 г.; (б) 2021 г.

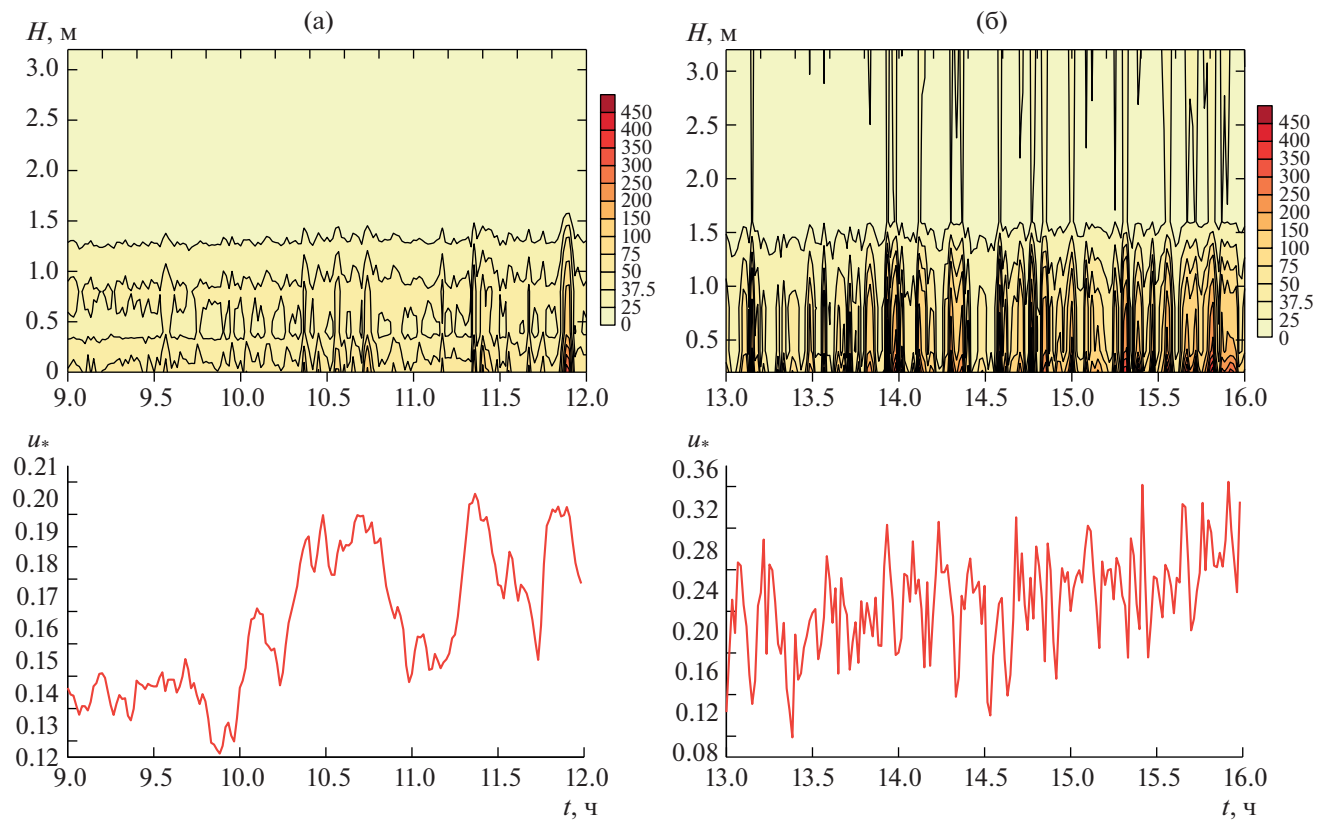


Рис. 6. Связь изменений массовой концентрации аэрозоля в приземном слое на уровнях 0.2, 0.4, 0.8, 1.6 и 3.2 м с динамической скоростью ветра 21.07.21: (а) при слабом ветре; (б) при превышении пороговой скорости.

ющему температурному профилю. Так, для вертикального профиля примеси, поднимающейся с турбулентной плавучей струей, должен бы наблюдаться показатель степени наклона  $N(z) \sim z^{-5/3}$  при зависимости вертикальной скорости от высоты как  $w(z) \sim z^{-1/3}$  [14]. Однако в условиях сильного прогрева подъем выносимых с поверхности микрочастиц может иметь более “активный” характер, среда оказывается более прогретой и степень наклона профиля будет меньше.

Обобщение [14] для активной примеси было получено в [15] с применением как группового подхода, так и простых размерностных оценок теории подобия. Так, для источника тепла при линейной его зависимости от концентрации примеси и постоянной турбулентной диффузии имеем зависимость от высоты в виде  $z^{-1}$ . Рассматривая также решения уравнения диффузии для произвольной степенной зависимости вида  $D \sim z^m$  [16], имеем для профиля концентрации активной примеси  $N(z) \sim z^{\frac{m-3}{3-2m}}$ . Соответственно, для постоянного коэффициента диффузии ( $m = 0$ ) мы получим наклон  $-1$  [15]. При его линейном росте с высотой, обычной для условий нейтрально стратифицированного приземного слоя ( $m = 1$ ) — наклон  $-2$ . При конвективных условиях для коэффициента диффузии будет  $D \sim z^{2/3}$  и, соответственно, степенной наклон профиля концентрации будет  $-7/5$ . В [17] рассматривались восходящие конвективные потоки при наличии неустойчивой стратификации. При степенной форме градиента температуры среды  $\frac{g}{T_0} \frac{dT}{dz} \sim -z^p$  для профиля температуры от точечного источника получается зависимость  $\theta(z) \sim z^{p+1}$ . Для конвективно-неустойчивого пограничного слоя [18]  $p = -4/3$  и для наклона температуры и пассивной примеси в струе будет вести себя как  $z^{-1/3}$ . Как видим, в целом, все полученные в вышеприведенных оценках степени заметно отличаются от средненаблюдаемых.

На подъем пылевого аэрозоля субмикронных и микронных размеров существенным образом влияет значительный разогрев поверхности в течение дня до температур  $50\text{--}70^\circ\text{C}$ . Пылинки в силу их размера, поднимаясь за счет струй теплового воздуха из пор на небольшую высоту порядка нескольких сантиметров, охлаждаются за доли секунды. Каждая пылинка массой  $m = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho$  радиусом  $r$  и плотностью материала  $\rho = 2600 \text{ кг/м}^3$  имеет первоначально температуру  $T_s$ , которая соответствует температуре поверхности. Разность температур  $\delta T$  с температурой воздуха  $T_v$  в резуль-

тате относительно быстрого охлаждения частицы формирует вокруг пузырьков, средняя температура которого  $T_p$  меняется за счет молекулярного перемешивания от первоначального значения  $T_{p0}$  до  $T_p$ . При этом одновременно с изменением температуры пузырька меняется его радиус от  $R_{p0}$  до  $R_p$ . Количество теплоты, которое отдает песчинка воздуху при остывании,

$$Q = cm\delta T, \quad (1)$$

где  $c = 0.835 \text{ кДж/(м К)}$  удельная теплоемкость песка.  $Q$  при разности температур около  $10\text{--}30^\circ\text{C}$  имеет порядок  $10^{-11} \text{ Дж}$ . Охлаждение происходит при возникновении теплового потока, обусловленного теплопроводностью

$$q = -\lambda \nabla T, \quad (2)$$

где  $\lambda = 0.026 \text{ Вт/(м К)}$  коэффициент теплопроводности,  $\nabla T$  — градиент температуры.

С другой стороны,

$$Q = qSt, \quad (3)$$

где  $S$  — поверхность площади теплообмена,  $t$  — текущее время. Если  $Q \approx 2.6 \times 10^{-12} \text{ Дж}$  при разности температур с воздухом  $10^\circ\text{C}$ , то время охлаждения составляет  $10^{-3}\text{--}10^{-2} \text{ с}$ .

Полагая для сферической однородно нагретой частицы  $\nabla T \approx -\frac{\delta T}{R_{p0}}$ , получаем:

$$cm\delta T = St\lambda\delta T/R_{p0}. \quad (4)$$

Откуда, в предположении малости размера частицы в сравнении с расстоянием считая, что площадь поверхности, через которую проходит тепловой поток, соответствует радиусу сферической микрочастицы  $r$ , получим

$$R_{p0} = \frac{St\lambda}{cm} = \frac{3t\lambda}{c\rho r}. \quad (5)$$

Радиус пузырька прогретого воздуха для частицы микронного размера  $R_{p0} \approx 0.036t$  будет близок к  $10\text{--}100 \text{ мкм}$ .

Частица охлаждается, вокруг появляется пузырек теплого воздуха, изменение радиуса которого  $\delta R_p$  с охлаждением на  $\delta T_p$  за время  $\delta t$  оцениваем исходя из соотношения:

$$\frac{\delta T_p}{\delta t} \approx \lambda^2 \frac{\delta T_p}{\delta R_p^2}, \quad (6)$$

откуда

$$\delta R_p \approx \lambda \delta t^{1/2}. \quad (7)$$

Полагая сохранение количества тепла (1) при первоначальном расширении нагретой области пузырька, записываем

$$Q = \frac{4}{3} \pi c_a \rho \delta R_{p0}^3 (T_{p0} - T_v) = \frac{4}{3} \pi c_a \rho R_p^3 (T_p - T_v), \quad (8)$$

где  $c_a$  — удельная теплоемкость воздуха, откуда

$$R_p^3 = \frac{T_{p0} - T_v}{T_p - T_v} R_{p0}^3. \quad (9)$$

Раскроем в (7)  $\delta R_p$ . Полагаем, что радиус пузырька меняется от 0 в начальный момент времени до  $R_p$ , и подставляя в (8)

$$\lambda^3 t^{3/2} = \frac{T_{p0} - T_v}{T_p - T_v} R_{p0}^3, \quad (10)$$

получим

$$T_p - T_v = \frac{T_{p0} - T_v}{\lambda^3 t^{3/2}} R_{p0}^3. \quad (11)$$

При  $T_p > T_v$  возникает сила плавучести, определяющая начальную стадию подъема пузырька. Поскольку поднимается не одна микрочастица, а группа, то необходимо учитывать их суммарное влияние на формирование локализованного теплового объема — теплового кластера. При одновременной генерации нескольких микрочастиц процессами на поверхности связанные с ними пузырьки воздуха могут заполнять все пространство и с взаимным перекрытием. Соответственно, возникают теплые кластеры, содержащие агломерацию из множества микрочастиц. Время жизни такого скопления будет больше.

Тепловой вынос микрочастиц, который происходит из пор почвы (микроканалов) [9]. При размерах частиц поверхности в 100–200 мкм поры будут примерно 20–30 мкм в диаметре [19]. Согласно данным полевых измерений средняя концентрация микрочастиц на высоте 0.5 м в дневное время и в умеренных ветровых условиях в среднем достигает значений 500–1000 частиц/см<sup>3</sup> [11]. Тогда в окрестности вытянутой вверх от поры области с высотой 1 см над площадкой 20 × 20 мкм с учетом всех характерных размеров будет содержаться 20–40 частиц. Исходя из этого, оцениваем, что при  $R_p \sim 100$  мкм возможны взаимное перекрытие пузырьков нагретого воздуха вокруг микрочастиц и возникновение укрупненных областей локального повышения температуры.

Поднимающиеся частицы охлаждаются с выделением теплоты  $Q = \lambda \frac{\Delta T S t}{R_p}$ . Окружающий частицу пузырек прогретого воздуха постепенно замедляется. Из-за возникающей разности давлений  $\Delta p = \rho_a R \Delta T$  ( $R = 8.31$  Дж/(моль К)) частица с

пузырьком выталкивается вверх. Условие равновесия на высоте  $h$  будет иметь вид:

$$\pi R_p^2 R_p \Delta T h - \lambda \frac{\Delta T S t}{R_p} = 0, \quad (12)$$

откуда

$$h = \frac{4 \lambda t}{R_p R_p}. \quad (13)$$

Исходя из числа частиц, генерируемых разогретой поверхностью, и оценок времени их охлаждения, получаем, что пузырьки нагретого воздуха могут быть подняты на высоту порядка 1–1.5 м над поверхностью.

Так как происходит генерация новых теплых микрочастиц, что эффективно замедляет процессы остывания, то в первом приближении можно полагать примерное сохранение температуры в области пузырька. Тогда вертикальная скорость пузырька в приземном прогретом слое воздуха оценивается из уравнений движения как

$$\frac{w_p^2}{z} \approx -g \frac{T_v - T_p}{T_p}. \quad (14)$$

В предположении однородности плотность потока частиц записывается как  $F = N w_p$ , где  $N$  — концентрация частиц на данной высоте. Отсюда:

$$\left(\frac{F}{N}\right)^2 = -z g \frac{T_v - T_p}{T_p}. \quad (15)$$

Концентрация будет соответственно

$$N = F \left( z g \left( 1 - \frac{T_v}{T_p} \right) \right)^{-1/2}. \quad (16)$$

При условии  $T_v \ll T_p$  имеем  $N \sim z^{-1/2}$ ,  $N = F \left( g (z - \zeta z^n) \right)^{-1/2}$ . Здесь учтено степенное распределение для профиля температуры в приповерхностном слое. Принимая  $T_v \sim z^{-1/3}$  как для неустойчивого пограничного слоя [20], имеем  $\zeta = \frac{C}{T_p} \left( \frac{Q}{c \rho_0} \right)^{2/3} \left( \frac{g}{T_{v0}} \right)^{-1/3}$ . Здесь  $C = 0.95 \frac{\text{М}^{5/3}}{\text{кг}^{2/3}}$ ,  $\rho_0$  — плотность воздуха,  $T_{v0}$  — температура у поверхности. Оценка при  $T_{v0} = 303^\circ\text{К}$ ,  $T_p = 304^\circ\text{К}$ ,  $Q = 500$  Дж дает величину  $\zeta \approx 0.005 \frac{\text{М}^{5/3}}{\text{кг}^{2/3}}$ . При таком значении  $\zeta$  влияние на профиль происходит лишь в приповерхностном слое 1–2 см, и им можно пренебречь в дальнейшем.

Рассмотрим различные режимы подъема микрочастиц с пузырьками: равномерно (с постоянной скоростью) и равнопеременно.

Из (11) и (16), получаем

$$\left(\frac{N}{F}\right)^2 = z^{-1} g^{-1} \frac{T_p}{T_p - T_v} = z^{-1} g^{-1} \left(1 + \frac{T_v}{\frac{T_{p0} - T_v}{\lambda^3 t^{3/2}} R_{p0}^3}\right). \quad (17)$$

Полагая для  $t = z\vartheta_1$ , где  $\vartheta_1$  — коэффициент пропорциональности, определяющий равномерное движение поднимающихся частиц, получим

$$N = Fg^{-1/2} \left(z^{-1} + \Omega_1 z^{1/2}\right)^{1/2}. \quad (18)$$

Здесь  $\Omega_1 = \frac{T_v}{T_{p0} - T_v} \frac{\lambda^3 \vartheta_1^{3/2}}{R_{p0}^3}$ . Его значение влияет на итоговую степень профиля концентрации. Если  $\Omega_1 < 0.4$ , получаем степень наклона профиля, близкую к  $-1/2$ . Для значений  $\Omega_1 \sim 0.5-0.7$  степень наклона профиля близка к  $-0.4...-0.3$ . Значения  $\Omega_1 > 1.5$  относятся уже к инверсионным профилям.

При равнопеременном движении частиц, полагая для  $t^2 = z\vartheta_2$ , получим

$$N = Fg^{-1/2} \left(z^{-1} + \Omega_2 z^{-1/4}\right)^{1/2}. \quad (19)$$

Здесь  $\Omega_2 = \frac{T_v}{T_{p0} - T_v} \frac{\lambda^3 \vartheta_2^{3/4}}{R_{p0}^3}$ . Если  $\Omega_2 < 0.8$ , наклон будет близок к  $-0.4$ . Положительное значение коэффициента  $\Omega_2$  говорит об ускорении частиц, в случае естественного здесь замедления при  $\Omega_2 < 0$ , получаем зависимость, близкую к  $-1/2$ , для  $\Omega_2 \sim -0.5...-0.7$  наклон профиля близок к  $-0.6...-0.7$ .

Равномерное движение вероятнее всего для мелкой фракции. В то время как замедление, вызванное большим количеством потока тепла и длительностью прогрева пузырька, для крупной фракции микроаэрозоли определяет условия формирования профилей со степенью  $-1$ .

Общая массовая концентрация поднимающегося потока пылевого аэрозоля будет складываться из условно выделенных мелкой и крупной фракций с частицами соответствующих масс  $m_{\mu s}$  и  $m_{\mu l}$ , имеющих разные распределения с долями присутствия в общем составе  $\sigma_s$  и  $\sigma_l$ :  $C \sim \sigma_s m_{\mu s} z^{-n_s} + \sigma_l m_{\mu l} z^{-n_l}$ , где  $n_s \sim 0.4-0.5$ ,  $n_l \sim 0.5-1.0$ . При различных условиях число микроаэрозолей мелкой и крупной фракций могут различаться как в 10, так и в 1000 раз, что приведет к преобладанию того или иного степенного закона распределения. В частности, при лобовом направлении ветра [11] мы получим степень, близкую к  $-0.5$ , а при касательном направлении ветра ближе к  $-1$ .

С учетом размеров микроаэрозолей подобный процесс может повлиять на распределение частиц по высоте за счет коллективного эффекта, когда достаточна доля микроаэрозолей в объеме воздуха. В отсутствие ветра такой механизм подъема обеспечивает наличие частиц пыли на небольшой высоте. Отметим, что микроаэрозоли крупной фракции при реализации такого типа подъема будут оказываться на высотах порядка метра. Поэтому на нижних уровнях измерений (0.2 и 0.4 м) будут преобладать частицы мелкой фракции, соответственно обеспечивающие степень  $-1/2$ .

Данные многоуровневых измерений вертикальных профилей концентрации пылевого аэрозоля в аридных условиях демонстрируют степенные зависимости, с показателем степени, изменяющимся в зависимости от ветрового режима. При сильном ветре достигает  $-1$ , а при слабом ветре степень близка к  $-0.5$ , что связано с развитием микроконвекции в результате охлаждения частиц пыли, поднятых с поверхности. Вокруг пылинки возникают теплые пузырьки воздуха, которые поднимаются вместе с пылинками под влиянием силы плавучести. Для совокупности микроаэрозолей формируются теплые кластеры. Исходя из этого, полученный теоретически для профиля концентрации, показатель степени наклона соответствует  $-1/2$ . Поскольку количество тепла, передаваемое в пространство от микроаэрозоли, зависит от ее массы, то на высоту первоначального подъема пузырьков нагретого воздуха существенным образом влияет характер распределения частиц по размерам. При условии, что преобладают доли мелкой фракции микроаэрозолей размерами менее 1 мкм, закон распределения окажется близок к  $-1/2$ . Для крупной фракции, доля которой возрастает с усилением ветра, степень близка к  $-1$ .

В отличие от случая развитых пыльных бурь [4, 7], где поднимающаяся пыль влияет на формирование ветрового профиля в приземном слое, при слабых и умеренных ветрах, можно говорить о “самовоздействии” субмикронных частиц на динамику своего подъема на начальной стадии и формировании устойчиво наблюдаемых вертикальных профилей. Отметим, что коллективный климатообразующий эффект нагрева воздуха при конвективном выносе аэрозоля на примере зоны прогрессирующего опустынивания (Южное Приаралье) был показан недавно в [20].

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект 20-17-00214).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Shao Y.* Physics and Modeling of Wind Erosion. Springer, 2008. 452 p.
2. *Maher B.A., et al.* Global Connections between Aeolian Dust, Climate and Ocean Biogeochemistry at the Present Day and at the Last Glacial Maximum // *Earth–Science Reviews*. 2010. V. 99. № 1–2. P. 61–97.
3. *Бютнер Э.К.* Динамика приповерхностного слоя воздуха. Л.: Гидрометиздат, 1978. С. 156.
4. *Баренблатт Г.И., Голицын Г.С.* Локальная структура развитых пыльных бурь. М.: МГУ, 1973. 44 с.
5. *Gillies J.A., Berkofsky L.* Eolian Suspension above the Saltation Layer, The Concentration Profile // *Journal of sedimentary research*. 2004. V. 74. № 2. P. 176–183.
6. *Shao Y.* A Model for Mineral Dust Emission // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. V. 106. № D17. P. 20239–20254.
7. *Семенов О.Е.* Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь. Москва : Физматкнига, 2020. С. 448.
8. *Klose M., Shao Y.* Stochastic Parameterization of Dust Emission and Application to Convective Atmospheric Conditions // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2012. V. 12. № 16. P. 7309–7320.
9. *Chkhetiani O.G., et al.* Dust Resuspension under Weak Wind Conditions: Direct Observations and Model // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2012. V. 12. № 11. P. 5147–5162.
10. *Горчаков Г.И., Шукуров К.А.* Флуктуации концентрации субмикронного аэрозоля в конвективных условиях // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2003. Т. 39. № 1. С. 85–97.
11. *Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г., Максименков Л.О.* Влияние направления ветра на распределение эоловых микрочастиц по размерам // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 57. № 5. С. 539–554.
12. *Bagnold R.A.* The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. London: Methuen, 1941. 265 p.
13. *Alfaro S.C., et al.* Modeling the Size Distribution of a Soil Aerosol produced by Sandblasting. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1997. V. 102. № D10. P. 11239–11249.
14. *Зельдович Я.Б.* Предельные законы свободновосходящих конвективных потоков // *ЖЭТФ*. 1937. Т. 7. В. 12. С. 1463–1465.
15. *Ингель Л.Х.* О предельных законах свободновосходящих конвективных струй и термиков от локальных источников тепловыделяющей примеси // *Инженерно-физический журнал*. 2019. Т. 92. № 6. С. 2526–2534.
16. *Чхетиани О.Г., Голицын Г.С.* Обнаружение и распространение диффузионных пятен примеси и время их жизни // *ДАН*. 2014. Т. 455. № 5. С. 550–553.
17. *Batchelor G.K.* Heat Convection and Buoyancy Effects in Fluids / *Quart. J. R. Met. Soc.* 1954. V. 80. Iss. 345. P. 339–358.
18. *Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика, Теория турбулентности, Часть 1. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1992. 694 с.
19. *Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г.* Об условиях ветрового выноса частиц почвы // *Вычислительная механика сплошных сред*. 2020. Т. 13. № 2. С. 175–188.
20. *Тлеумуратова Б.С., Нарымбетов Б.Ж.* Конвективный вынос аэрозоля в пустынных зонах как фактор повышения температуры воздуха // *Аридные экосистемы*. 2022. Т. 28. № 1 (90). С. 11–19.

ON THE VERTICAL DISTRIBUTION OF DUST AEROSOL  
IN WEAK AND MODERATE WINDSE. A. Malinovskaya<sup>a,\*</sup>, O. G. Chhetiani<sup>a</sup>, Academician of the RAS G. S. Golitsyn<sup>a</sup>, and V. A. Lebedev<sup>a</sup><sup>a</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation<sup>\*</sup>E-mail: elen\_am@inbox.ru

The height distribution of dust aerosol in the surface layer based on measurements made in the summer of 2020–2021 in arid conditions on the territory of the Republic of Kalmykia is considered. For profiles of aerosol concentration under conditions of weak winds, a characteristic gradual slope with an index close to the value of  $-0.5$ . When the wind strengthens, the profile slope takes values closer to the degrees known for the conditions of saltation.  $-0.7 \dots -1.0$  (and steeper). The observed regularities can be explained by the character of motion of dust particles rising from the hot surface together with the surrounding warmed air volume, which is different for fine ( $<1 \mu\text{m}$ ) and coarse ( $>1 \mu\text{m}$ ) particle fractions.

**Keywords:** dust aerosol, wind and convective removal

## КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

УДК 551.465.635 + 551.510.411.33

# ФОРМИРОВАНИЕ ЗИМНИХ АНОМАЛИЙ ПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ В ДЕСЯТИЛЕТИЯ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ И ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ИНДЕКСА СЕВЕРОАТЛАНТИЧЕСКОГО КОЛЕБАНИЯ

© 2023 г. А. А. Сизов<sup>1,\*</sup>, Т. М. Баянкина<sup>1,\*\*</sup>, В. Л. Посошков<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН В.М. Котляковым 06.12.2022 г.

Поступило 06.12.2022 г.

После доработки 25.12.2022 г.

Принято к публикации 28.12.2022 г.

Представлен анализ изменчивости аномалии зимней поверхностной температуры в Северной Атлантике в десятилетия отрицательных и положительных значений индекса Североатлантического колебания. В десятилетие с отрицательными значениями индекса Североатлантического колебания склоновые воды системы Гольфстрим и воды Лабрадорского течения максимально понижают температуру Гольфстрима в зоне перемешивания на шельфе п-ова Скотия и в районе квазистационарного антициклонического вихря. В десятилетие с положительными значениями индекса Североатлантического колебания температура Гольфстрима близка к климатической норме. Учитывая повышенную скорость Гольфстрима в годы с положительными значениями индекса Североатлантического колебания, распространение аномалии поверхностной температуры океана по акватории Северной Атлантики происходит за более короткое время, чем в годы с его отрицательными значениями.

**Ключевые слова:** индекс Североатлантического колебания, склоновые воды, Гольфстрим, Лабрадорское течение, Северо-Атлантическое течение, аномалия температуры поверхности океана

**DOI:** 10.31857/S2686739722602824, **EDN:** NZHQSC

Основные особенности климатической изменчивости гидрометеорологических параметров в Северной Атлантике и Северном Ледовитом океане (СЛО) формируются под воздействием процессов, определяемых Арктическим колебанием (АК) [1]. Североатлантическое колебание (САК) – проявление АК в Атлантико-Европейском секторе. Оба индекса значимо коррелированы ( $r^2 = 0.85$ ) [2]. В положительную фазу индексов АК и САК, из СЛО через пролив Фрама в Северную Атлантику выносятся больше распресненной и холодной воды, чем в отрицательную фазу этих индексов [3]. Одновременно с этим меняются скорость Гольфстрима и широтное положение его северной границы в районе 50–70° з.д. [4, 5], а следовательно, и перенос вод системой Северо-Атлантического течения (САТ) в регионы Северной Атлантики. Часть этих вод поступает в район северо-восточного фланга Субполярного циклонического круговорота (СЦКв), на западном

фланге которого располагается Лабрадорское течение, переносящее холодные и распресненные воды в район Большой Ньюфаундлендской банки [6]. В этом районе воды Лабрадорского течения смешиваются с водами системы Гольфстрим [1, 4].

Известно, что в десятилетия 1960-х годов индекс САК был преимущественно отрицательным, а в 1970-х–1990-х годах положительным [1, 7].

Целью работы является исследование процесса формирования аномалии зимней поверхностной температуры Северной Атлантики в десятилетия преобладания отрицательных и положительных значений индекса САК.

Район исследования Северной Атлантики ограничивался координатами 30–75° с.ш., 0–75° з.д. Аномалии поверхностной температуры по этому району выбирались из массива Hadley Centre for Climate Prediction and Research (URL: <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/>). Аномалия температуры поверхности океана (АТПО) рассчитывалась относительно климатического ряда за 1991–2020 гг.

Индексы АК и САК выбирались из архива Northern Hemisphere Teleconnection Patterns <http://www.cpc.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>.

<sup>1</sup> Морской гидрофизический институт  
Российской академии наук, Севастополь, Россия

\*E-mail: [sizov\\_anatoliy@mail.ru](mailto:sizov_anatoliy@mail.ru)

\*\*E-mail: [bayankina\\_t@mail.ru](mailto:bayankina_t@mail.ru)

**Таблица 1.** Индексы атмосферной циркуляции (САК, ИГ) и гидрометеорологические характеристики системы Гольфстрим и субполярного циклонического круговорота

| Параметры              | Отрицательная фаза<br>индекса САК 1956–1970 гг. | Положительная фаза<br>индекса САК 1986–1995 гг. |
|------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
| САК (январь–март)      | –1.13                                           | 0.4                                             |
| ИГ (январь–март)       | –0.43                                           | 0.31                                            |
| СЦКв, Св               | 21.0                                            | 20.3                                            |
| СЦКз, Св               | 11.1                                            | 9.7                                             |
| АТПО, °С (январь–март) | –1.30                                           | 0.06                                            |

Индекс Гольфстрима размещен на сайте <http://web.pml.ac.uk/gulfstream/data.htm>. Оценка расхода вод на восточном и западном флангах СЦК проводилась по материалам статьи [6].

Средние за январь–март значения индекса САК позволяли выбрать группы лет с преобладанием отрицательных и положительных значений этого индекса. Для анализа были выбраны следующие группы лет: с отрицательными значениями индекса САК (1956–1970 гг.) и положительными значениями (1986–1995 гг.). По этим группам лет проводились оценки средних величин АТПО, сдвига северной границы Гольфстрима — индекс Гольфстрима (ИГ) и переноса водных масс в системе СЦК. Оценка изменчивости АТПО выполнялась по региону, ограниченному координатами 38–42° с.ш., 65–70° з.д. Этот регион характеризовался максимальной изменчивостью ИГ [5], оценки которых показаны в табл. 1.

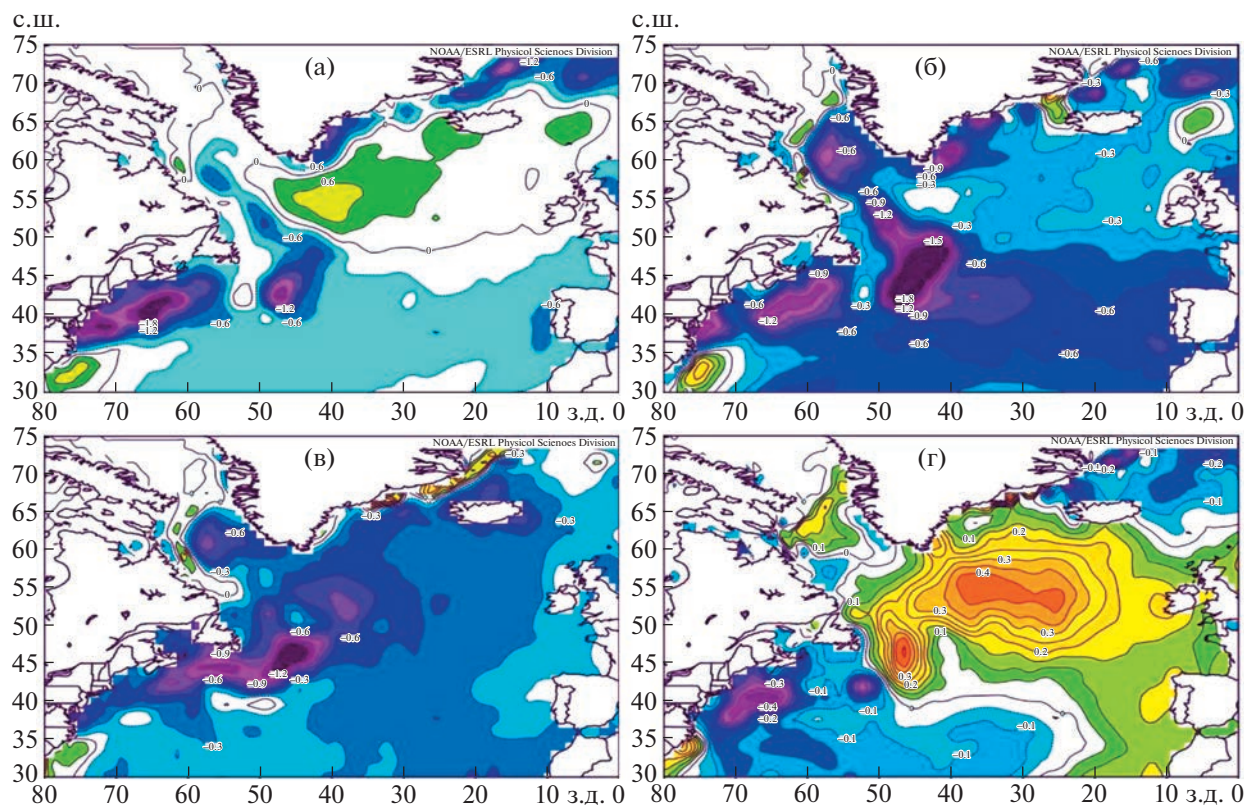
В табл. 1, в строках СЦКв и СЦКз обозначен перенос водных масс на север и юг в системе СЦК на его восточном и западном флангах в Св (1 Св =  $10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$ ).

Как следует из табл. 1, в десятилетие отрицательных значений индекса САК северная граница Гольфстрима смещается на юг (индекс ИГ) [5]. При этом, как показано в [8], уменьшается перенос вод в системе Гольфстрим. В то же время, как следует из [6], теплые и соленые воды САТ следуют в северо-восточном направлении и формируют восточный фланг СЦКв. По оценкам этих авторов, перенос водных масс на восточном фланге СЦКв составляет около 21 Св. Перенос вод на западном фланге СЦКз (Лабрадорское течение) примерно в два раза меньше — 11.1 Св. Отметим, что в формировании термохалинных характеристик Лабрадорского течения принимают участие воды Восточно-Гренландского течения. Согласно [3], в годы отрицательных значений индексов АК и САК, Восточно-Гренландское течение выносит из Арктического бассейна меньше холодных и распресненных вод, чем в годы положительных значений этих индексов. Это может приводить к ослаблению стратификации верхнего слоя океана в районе СЦК, содействуя глубокой

конвекции [3]. С другой стороны, как следует из [6], в десятилетие положительных значений индекса САК поток теплых и соленых вод Северо-Атлантического течения на восточном фланге СЦКв уменьшался на 0.7 Св, а на западном фланге этого круговорота уменьшался на 1.4 Св. Таким образом, в десятилетие положительных значений индекса САК Лабрадорское течение переносило в район Большой Ньюфаундлендской банки меньше холодных и распресненных вод, чем в десятилетие отрицательных значений индекса САК. Как следует из [3], в район СЦК поступает больше холодных и распресненных арктических вод, чем в десятилетие отрицательных значений индекса САК. Это способствует усилению стратификации верхнего слоя океана, что затрудняет развитие глубокой конвекции, порождающей глубоководную ветвь Атлантической Меридиональной циркуляции (Atlantic Meridional Overturning Circulation — АМОС).

Как следует из табл. 1, междесятилетние процессы в высокоширотных районах Северной Атлантики синхронизированы с изменчивостью динамических и тепловых характеристик в системе Гольфстрим. В десятилетие положительных значений индекса САК северная граница Гольфстрима сдвигается в северном направлении [5]. В долготной полосе 50–70° з.д., по которой определяется индекс ИГ, северная граница Гольфстрима следует вдоль материкового склона, который занимает незначительную часть акватории и круто опускается в сторону океана [4]. К северу от северной границы Гольфстрима существует направленные на восток течения склоновых вод [4, 9]. Предполагается, что склоновые воды образуются вдоль левого края Гольфстрима в результате смешения шельфовых вод и центральной североатлантической водной массы [4].

Учитывая, что в десятилетие отрицательных значений индекса САК интенсивность глубокой конвекции в районе СЦК повышается, а в десятилетие положительных значений этого индекса понижается [3], можно ожидать соответственного изменения переноса водных масс в глубоководной ветви АМОС. В [4] глубоководная ветвь АМОС представляется как Глубинное западное



**Рис. 1.** Композитные карты АТПО: а – годы (1956–1970) с отрицательными значениями индекса САК; б – в последующие 15 лет (1971–1985) после десятилетия отрицательных значений САК; в – годы (1986–1995) с положительными значениями индекса САК; г – последующие 12 лет (1996–2008) после десятилетия положительных значений САК.

противотечение (ГЗПТ). К северо-востоку от мыса Гаттерас ГЗТП располагается на левом фланге Гольфстрима. Таким образом, можно предполагать, что воды ГЗТП участвуют в формировании склоновых вод за счет механизмов перемешивания в антициклонических вихрях [4] и апвеллинга [10]. Из этого следует, что в десятилетие отрицательных значений индекса САК склоновые воды могут быть более холодными, чем в десятилетие его положительных значений. Учитывая, что в десятилетие отрицательных значений индекса САК северная граница Гольфстрима сдвигается от материкового склона в сторону больших глубин, можно предположить, что будет возрастать поток аномально холодных склоновых вод. Смешиваясь с водами Гольфстрима, склоновые воды будут заметно понижать температуру последних. С другой стороны, в десятилетие положительных значений индекса САК северная граница Гольфстрима, смещаясь в сторону материкового склона, уменьшает поток склоновых вод. Следствием этого является незначительное понижение поверхностной температуры Гольфстрима. В табл. 1 этот процесс показан в строке АТПО.

Распространяясь по акватории Северной Атлантики системой течений и вихрей, аномально

холодные при отрицательных значениях индекса САК и аномально теплые при положительных значениях этого индекса воды Гольфстрима и САТ постепенно занимают все пространство Северной Атлантики. Процесс формирования крупномасштабных аномалий поверхностной температуры представлен на композитных картах АТПО (рис. 1).

Для построения этих карт учитывалось, что АТПО Северной Атлантики (Атлантическая мультideкадная осцилляция – АМО) значимо коррелирована с САК ( $r = 0.86$ ) при сдвиге на 15 лет [11]. Предполагалось, что процесс распространения водных масс с аномально низкими (высокими) ТПО из района с максимальной изменчивостью ИГ становится заметным на большой акватории, начиная с конца десятилетия отрицательных (положительных) значений индекса САК. Для десятилетия отрицательных значений индекса САК это был 1970 г., для десятилетия положительных значений индекса САК – 1995 г.

Рассмотрим композитные карты АТПО (рис. 1 а, б) для десятилетия отрицательных значений индекса САК (1956–1970 гг.) и за последующие 15 лет (1971–1985 гг.). Композитная карта АТПО для десятилетия положительных значений

**Таблица 2.** Средние значения АТПО в субрегионах Северной Атлантики

| Годы      | Средние значения АТПО (°С) в субрегионах |                                    |                                      |                                     |                                   |                                    |                                   |                                      |
|-----------|------------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------|
|           | Ш.С.,<br>38–42° с.ш.,<br>65–70° з.д.     | КАВ<br>40–44° с.ш.,<br>45–48° з.д. | СЦКв,<br>53–58° с.ш.,<br>30–35° з.д. | СЦКз<br>53–58° с.ш.,<br>50–55° з.д. | ВГ<br>60–65° с.ш.,<br>35–40° з.д. | ЦСА<br>30–35° с.ш.,<br>35–40° з.д. | КТ<br>30–35° с.ш.,<br>15–20° з.д. | Сарг.<br>30–35° с.ш.,<br>65–70° з.д. |
| 1956–1970 | –1.30                                    | –1.06                              | 0.49                                 | –0.08                               | –0.20                             | –0.20                              | –0.21                             | 0.07                                 |
| 1971–1985 | –0.37                                    | –1.24                              | –0.29                                | –0.40                               | –0.51                             | –0.31                              | –0.43                             | –0.02                                |
| 1986–1995 | 0.00                                     | –0.24                              | –0.46                                | –0.08                               | –0.21                             | –0.08                              | –0.22                             | 0.01                                 |
| 1996–2008 | 0.06                                     | 0.54                               | 0.42                                 | 0.20                                | 0.27                              | 0.12                               | 0.26                              | 0.13                                 |

индекса САК (1986–1995 гг.) показана на рис 1 в. Анализ межгодовой изменчивости АТПО в последующие годы дал основание предполагать, что в этом случае сигнал положительных аномалий температуры поверхности океана распространяется по акватории Северной Атлантики с большей скоростью, чем в годы отрицательных значений индекса САК.

Оценки [4] показывают, что скорость Гольфстрима между 69° и 70° з.д. в год положительных значений индекса САК превышала в 1.24 раза скорость в год его отрицательных значений. Учитывая эту оценку, на рис. 1 г представлена композитная карта АТПО за 1996–2008 гг., т.е. за последние 12 лет после десятилетия положительных значений индекса САК.

Результаты, представленные на рис. 1, позволяют предложить следующую предварительную интерпретацию процесса междесятилетнего изменения АТПО в Северной Атлантике. Для этого были выбраны восемь характерных субрегионов: шельф п-ова Скотия (Ш.С.), где склоновые воды взаимодействуют с водами Гольфстрима [1], квазистационарного антициклонического вихря (КАВ) [4], восточного (СЦКв) и западного (СЦКз) флангов субполярного циклонического круговорота, Восточно-Гренландского течения (ВГТ), центра субтропической Атлантики (ЦСА), Канарского течения (КТ) и Саргассова моря (Сарг.) Средние значения АТПО в субрегионах Северной Атлантики за выбранные десятилетия показаны в табл. 2.

В табл. 2 показано, что максимальная отрицательная аномалия температуры поверхности океана в десятилетие отрицательных значений индекса САК (1956–1970 гг.) наблюдалась в субрегионе Ш.С. – субрегионе, максимально близком к области формирования склоновых вод. Отсюда, перемешиваясь с водами Гольфстрима, эти воды поступали в субрегион квазистационарного антициклонического вихря, в котором, предположительно, происходило интенсивное перемешивание склоновых вод и вод Гольфстрима. В следующие 15 лет (1971–1985 гг.) распространения водных масс с отрицательной АТПО, в субрегио-

не КАВ скапливались воды с максимально низкой температурой поверхности океана.

Учитывая схемы переноса водных масс [4, 6], можно полагать, что из субрегиона КАВ часть вод Северо-Атлантического течения распространялась в северо-восточном направлении, формируя восточный фланг субполярного циклонического круговорота (СЦКв). Поэтому в десятилетие 1971–1985 гг. в этом субрегионе наблюдалась отрицательная АТПО. При этом поверхностные воды Восточно-Гренландского течения были наиболее холодными (АТПО = –0.51°С). Смешиваясь с водами восточного фланга СЦКв, они формировали воды западного фланга СЦКз (АТПО = –0.40°С). Можно предполагать, что максимально холодные воды Восточно-Гренландского течения создавали условия для интенсификации глубокой конвекции в море Ирмингера (субрегион СЦК). В этом случае направленная на юг глубоководная ветвь АМОС (ГЗПТ) могла приносить в субрегионы КАВ и САТ воды с более низкой температурой. Вовлеченные в перемешивание с вышележащими слоями, эти воды могли приводить к понижению ТПО в субрегионе КАВ и в ветви САТ, питающей водные массы восточного фланга СЦКв. По-видимому, этот процесс показан в табл. 2 в субрегионах КАВ и СЦКв в десятилетие положительных значений САК (1986–1995 гг.).

Распространение отрицательной аномалии температуры поверхности океана в южной части Северной Атлантики (рис. 1 б и табл. 2) происходило синхронно с этим процессом в его северной части. Максимальные отрицательные значения АТПО наблюдались в районе Канарского течения (КТ), несколько меньшие значения отмечались в центре субтропической Атлантики (ЦСА). В центре Саргассова моря (Сарг.) отклонения температуры поверхности океана от климатической нормы были незначительными.

В десятилетие положительных значений САК (1986–1995 гг.) в районе шельфа п-ова Скотия (Ш.С.), где наблюдалось заметное присутствие склоновых вод [1], температура поверхности океана была близка к климатической норме (рис. 1 в,

табл. 2). С учетом преобладания положительной фазы ИГ при положительном значении индекса САК [5], это могло означать прекращение поступления холодных склоновых вод в район их смешения с водами Гольфстрима. Можно полагать, что с этого момента начинался крупномасштабный переход АТПО Северной Атлантики к положительной фазе. Значительно уменьшилась отрицательная АТПО в субрегионах КАВ, СЦК, ВГТ, ЦСА, КТ (табл. 2). В последующие 12 лет (1996–2008 гг.) во всех выделенных субрегионах Северной Атлантики наблюдалась положительная аномалия температуры поверхности океана. Примечательно, что температура поверхности океана Восточно-Гренландского течения была выше климатической нормы.

В заключение отметим, что проведенный анализ позволяет предложить следующую схему междесятилетней перестройки АТПО Северной Атлантики. Циркуляция атмосферы интенсифицируется при положительном значении индекса САК или ослабляет перенос водных масс в Гольфстриме при отрицательном его значении [4, 8]. При уменьшении скорости Гольфстрима его северная граница смещается в южном направлении в сторону больших глубин [5], открывая путь для прохода холодных склоновых вод. Повышение скорости Гольфстрима сдвигает его северную границу в сторону шельфа п-ова Скотия [5], перекрывая проход холодных склоновых вод.

В формировании склоновых вод принимают участие воды Глубинного западного противотечения [4, 10], которые образуются в результате глубокой конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера [1, 3, 6]. Глубокая конвекция интенсифицируется в годы отрицательных значений индекса САК [3]. В эти годы Гольфстрим и Северо-Атлантическое течение в результате перемешивания со склоновыми водами и водами Лабрадорского течения [1] приобретают аномально низкую температуру. Северо-восточная ветвь САТ переносит эти аномально холодные воды на восточный фланг субполярного циклонического круговорота [6]. Здесь они, перемешиваясь с водами Восточно-Гренландского течения, участвуют в формировании холодного Лабрадорского течения. Юго-Западная ветвь САТ переносит аномально холодные воды в южную половину Северной Атлантики. Распространяясь системой течений и вихрей, эти воды заполняют все пространство Северной Атлантики. По нашим оценкам длительность этого процесса составляет около 15 лет.

В годы положительных значений индекса САК, когда проход склоновых вод в районе шельфа п-ова Скотия заметно уменьшается или прекращается вовсе, воды Гольфстрима становятся аномально теплыми. Северо-восточная и юго-восточная ветви САТ [4] переносят эти теплые воды

в район восточного фланга СЦКв и в южную половину Северной Атлантики соответственно. Одновременно с этим воды Восточно-Гренландского течения становятся теплее. Смешиваясь с водами восточного фланга СЦКв, эти воды повышают поверхностную температуру Лабрадорского течения, расход которого также уменьшается [6]. Ослабевает, по-видимому, и ГЗПТ, т.к. в годы положительных значений индекса САК ослабевает глубокая конвекция в море Ирмингера [3]. В результате система течений и вихрей распространяют положительную аномалию температуры поверхности океана по всей Северной Атлантике. Учитывая более высокую скорость Гольфстрима в годы положительных значений индекса САК, была сделана оценка распространения положительной аномалии температуры поверхности океана по всей акватории Северной Атлантики в течение 12 лет.

Одним из результатов такой междесятилетней изменчивости поверхностной температуры Северной Атлантики является рассмотренный в [12] процесс синхронной смены знака аномалии зимней поверхностной температуры Баренцева и Черного морей в годы положительных и отрицательных значений индексов САК и АМО.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме FNNN-2021-0002 “Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан–атмосфера, определяющих региональную пространственно-временную изменчивость природной среды и климата” (шифр “Взаимодействие океана и атмосферы”)

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Greene Ch.H., Meyer-Gutbrod E., Monger C., et al.* Remote Climate-forcing decadal-scale regime shifts in Northwest Atlantic shelf ecosystems // *Limnology and Oceanography*. 2013. V. 58. № 3. P. 803–816. <https://doi.org/10.4319/lo.2013.58.3.0803>
2. *Hurrell J.W., Deser C.* North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation // *Journal of Marine Systems*. 2009. V. 78 № 1. P. 28–41. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.026>
3. *Proshutinsky A., Dukhovskoy D., Timmermans M.-L., Krishfield R., Bamber J.L.* Arctic circulation regimes // *Phil. Trans. R. Soc.* 2015. A373:20140160. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0160>
4. *Баранов Е.И.* Структура и динамика вод системы Гольфстрим. М.: Гидрометеоиздат, 1988. 252 с.
5. *Taylor A.H., Stephens J.A.* The North Atlantic Oscillation and the latitude of the Gulf Stream // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1998. V. 50. № 1. P. 134–142. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v50i1.14517>
6. *Hirschi J.-M., Barnier B., Böning C., Biastoch A., Blak A., et al.* The Atlantic Meridional Overturning Circulation

- in High-Resolution Models // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020. doi.org/  
https://doi.org/10.1029/2019JC015522
7. *Нестеров Е.С.* Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Гидрометеоиздат. 2013. 127 с.
  8. *Curry R.G., McCarthy M.S.* Ocean Gyre Circulation Changes Associated with the North Atlantic Oscillation // *Journal of Physical Oceanography*. 2001. V. 31. № 12. P. 3374–3400.
  9. *Fuglister F.C.* Gulf Stream '60\* // *Progress in oceanography*. 1963. V. 1. P. 265–383.
  10. *Бондаренко А.А., Борисов В.С., Серых И.В., Суркова Г.В., Филиппов Ю.К.* Закономерности формирования апвеллинга Мирового океана // *Метеорология и гидрология*. 2012. № 11. С. 75–81.
  11. *Breeden M.L., McKinly G.A.* Climate impacts on multidecadal pCO<sub>2</sub> variability in the North Atlantic: 1948–2009 // *Biogeosciences*. 2016. № 13. P. 3387–3396. https://doi.org/10.5194/bg-13-3387-2016
  12. *Sizov A.A., Bayankina T.M., Pososhkov V.L., Anisimov A.E.* Processes Determining Synchronous Interdecadal Variability of Surface Temperature in the Barents and Black Seas // *Physical Oceanography*. 2022. V. 29. № 3. P. 257–270. https://doi.org/10.22449/1573-160X-2022-3-257-270

## FORMATION OF WINTER SURFACE TEMPERATURE ANOMALIES IN THE NORTH ATLANTIC IN DECADES OF NEGATIVE AND POSITIVE VALUES OF THE NORTH ATLANTIC OSCILLATION INDEX

A. A. Sizov<sup>a,#</sup>, T. M. Bayankina<sup>a,##</sup>, and V. L. Pososhkov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: sizov\_anatoliy@mail.ru*

<sup>##</sup> *E-mail: bayankina\_t@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS V.M. Kotlyakov December 6, 2022

An analysis of the variability of the winter surface temperature anomaly in the North Atlantic in decades of negative and positive values of the North Atlantic Oscillation Index is presented. It was found that in the decade with negative values of the North Atlantic Oscillation Index, the slope waters of the Gulf Stream system and Labrador Current waters decrease the temperature of the Gulf Stream at the mixing zone on the Scotia Peninsula shelf and in the area of the quasistationary anticyclonic vortex to a maximum. In the decade with positive values of the North Atlantic Oscillation Index, the temperature of the slope waters is close to the climate. Taking into account the increased speed of the Gulf Stream in the years with positive values of the North Atlantic Oscillation Index, the spreading of the surface ocean temperature anomaly over the North Atlantic water area occurs for a shorter time than in the years with its negative values.

**Keywords:** North Atlantic Oscillation Index, slope waters, Gulf Stream, Labrador Current, North Atlantic Current, ocean surface temperature anomaly

## КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

УДК 504.38. 470.55/.58

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЭФФЕКТЫ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ  
КЛИМАТА В БАСЕЙНЕ РЕКИ УРАЛ© 2023 г. Ж. Т. Сивохип<sup>1,\*</sup>, В. М. Павлейчик<sup>1</sup>, академик РАН А. А. Чибилёв<sup>1</sup>

Поступило 25.11.2022 г.

После доработки 22.12.2022 г.

Принято к публикации 28.12.2022 г.

Представлены результаты анализа региональных изменений климата (температура приземного слоя и атмосферные осадки) за 70-летний период (1950–2020) в бассейне реки Урал. Выводы о трансформации основных параметров регионального климата в исследуемом бассейне получены на основе стандартных методов статистического анализа данных, а также расчета интегральных индексов аномальности климата. Статистически значимые значения коэффициентов линейного тренда иллюстрируют устойчивый рост среднегодовой температуры воздуха в бассейне реки Урал. Наибольший вклад в рост данного параметра вносят первые три месяца календарного года (январь–март) и осенние месяцы (октябрь–ноябрь). Многолетний ход значений количества атмосферных осадков характеризуется отсутствием однонаправленных и статистически значимых трендов. Важной макрорегиональной тенденцией динамики режима атмосферных осадков является увеличение доли осадков холодного периода. В заключение отмечено что выявленные тенденции трансформации регионального климата свидетельствуют о том, что данные изменения являются отражением изменения климатических условий глобального масштаба.

**Ключевые слова:** температурный режим, атмосферные осадки, линейный тренд, аномалии, региональные тенденции

**DOI:** 10.31857/S2686739722602691, **EDN:** NYPJGS

## ВВЕДЕНИЕ

Общеизвестно, что водный режим рек отражает пространственно-временную специфику поступления воды с поверхности речного бассейна, определяющую устойчивое чередование фаз повышенного и пониженного стока. В свою очередь тип водного режима определяется сезонными различиями в источниках питания рек, обусловленных многолетними и сезонными изменениями погодно-климатических условий. В частности, накопление осадков в виде снега и особенно температуры режима холодного периода определяют главные черты водного режима рек бассейна р. Урал – наличие весеннего половодья и зимней межени [1].

Главной приходной составляющей речного стока являются атмосферные осадки, в связи с этим многолетние колебания рассматриваются в качестве основного фактора развития циклов высокой или низкой водности. В отличие от атмосферных осадков, температура приземного слоя

относится к косвенным факторам формирования речного стока. Вместе с тем изменение температурного режима приводит к трансформации процессов влагообмена и вещественного обмена между элементами высотно-пространственной дифференциации речных бассейнов (атмосферой, растительностью, зоной аэрации и зоной насыщения) [2]. В итоге климатические условия определяют изменчивость сезонных осадков и испарения, а также основные черты внутригодовой изменчивости, аккумуляции и расходования запасов влаги на территории речного бассейна [3].

Долгосрочные трансформации климата (прежде всего повышение среднегодовых значений температуры воздуха) являются неоспоримым и подтвержденным фактом. В глобальном масштабе наиболее интенсивное потепление прослеживается в течение последних 30–40 лет – начиная с 1980 гг. каждое последующее десятилетие было более теплым, чем среднее за предыдущий период (с 1850 г.) [4]. В пределах территории России рост составил более 0.45°C/10 лет [5], а к середине XXI века ежегодный прирост может достичь от 0.7 до 2.6°C, в зависимости от времени года и региона [6]. Так же для территории России характерно преобладание тенденции к увеличению годовых сумм осадков – в среднем за период 1976–2019 гг.

<sup>1</sup> Институт степи Уральского отделения  
Российской академии наук, Оренбург, Россия

\*E-mail: sivohip@mail.ru

**Таблица 1.** Сценарные прогнозы роста температуры приземного слоя воздуха в пределах бассейна р. Урал (российская часть) на основе моделей СМІР 5 [12]

| Периоды   | Зима | Весна | Лето | Осень | Год  |
|-----------|------|-------|------|-------|------|
| RCP 4.5   |      |       |      |       |      |
| 2011–2031 | +1.6 | +1.4  | +1.3 | +1.3  | +1.4 |
| 2041–2060 | +3.2 | +2.9  | +2.4 | +2.4  | +2.7 |
| 2080–2099 | +4.3 | +3.7  | +3.1 | +3.2  | +3.6 |
| RCP 8.5   |      |       |      |       |      |
| 2011–2031 | +1.7 | +1.7  | +1.4 | +1.4  | +1.5 |
| 2041–2060 | +3.9 | +3.4  | +3.1 | +3.2  | +3.4 |
| 2080–2099 | +7.6 | +6.1  | +5.8 | +5.8  | +6.3 |

оно составляет 2.2%/10 лет. Наибольшее увеличение осадков отмечается весной (5.7%/10 лет), а наименьшее – летом (0.7%/10 лет) [4]. В целом по данным Всемирной метеорологической организации период 2011–2020 гг. был самым теплым десятилетием за всю историю наблюдений. Необходимо отметить, что 2020 г. стал самым теплым в России – за 130 лет регулярных метеорологических наблюдений. Практически для всех федеральных округов (кроме Северо-Кавказского) был достигнут абсолютный температурный максимум [4].

Глобальные изменения климата обуславливают изменение компонентов гидрологического цикла и, в первую очередь, увеличение влагоемкости атмосферы и интенсивности осадков [7]. Установлено, что интенсивность осадков, как и влагоемкость атмосферы, возрастает при потеплении климата [8]. Тем не менее для современного потепления характерны уменьшение градиента температуры между полюсом и экватором, ослабление региональной циркуляции, увеличение повторяемости событий атмосферного блокирования [9].

Глобальные трансформации климата характеризуются значительными региональными особенностями [10]. Важно отметить, что региональный отклик на долгосрочное повышение средней температуры климатической системы неоднороден, что обусловлено взаимодействием местных погодно-климатических и физико-географических условий (рельеф, ландшафтная структура, степень лесистости и др.). Для степных водосборных территорий р. Урал рост средней температуры и дефицита влажности воздуха играет существенное значение в теплый период, что сказывается, в первую очередь, на сокращении объемов речного стока и увеличение компенсационных потерь подземных вод. Кроме того, зафиксированный устойчивый рост температур зимнего сезона является основным фактором увеличения доли стока межени на реках исследуемого бассейна.

В связи с вышесказанным, целью данного исследования является выявление региональных откликов изменения температуры приземного слоя воздуха и условий атмосферного увлажнения в пределах водосборной территории р. Урал.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве исходных данных приняты ряды метеонаблюдений за 70-летний период (1950–2020 гг.) по 14 метеостанциям (МС), расположенным в бассейне р. Урал и на прилегающих территориях, находящихся в пределах крупных географических регионов – Общий Сырт, Предуралье, Южный Урал, Зауралье. В качестве анализируемых параметров приняты данные по температуре приземного слоя воздуха и сумме атмосферных осадков в суточном, месячном и годовом выражении. Выводы о региональных особенностях и тенденциях изменения климата в исследуемом бассейне сформулированы на основе стандартных методов статистического анализа. Рассчитаны коэффициенты линейного тренда и оценена их статистическая значимость через коэффициент детерминации ( $R^2$ ) с учетом двух уровней достоверности –  $p < 0.01$  (1%) и  $p < 0.05$  (5%).

Для отдельных МС проведен расчет отклонений от нормы по рассматриваемым метеорологическим параметрам. Согласно рекомендациям Всемирной метеорологической организации (ВМО) в качестве базового принят 30-летний период 1961–1990 гг. Рассчитаны показатели аномальности – коэффициент Н.А. Багрова и индекс В.Г. Токарева [11].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Территория бассейна р. Урал по интенсивности роста среднегодовых температур относится к единой с европейской частью России зоне, для которой характерны значения 0.4–0.5°C/10 лет [5]. Согласно мультимодельным оценкам ожидается, что, по сравнению с базовым периодом (1980–2000 гг.), к 2030 г. годовая температура в бассейне р. Урал возрастет на 1.6°C [6]. Устойчивый рост приземной температуры в пределах исследуемой территории подтверждают сценарные прогнозы, полученные на основе расчета данных ансамбля глобальных климатических моделей СМІР 5 (табл. 1).

Ожидаемое потепление климата в исследуемом бассейне будет обусловлено ростом температур во все сезоны года, но максимальный прирост температуры прогнозируется для зимы и весны, что в целом согласуется с современными региональными тенденциями для территории Европейской России. К периоду 2080–2099 гг. в пределах бассейна р. Урал ожидается прирост годовых значений температуры воздуха от +3.6°C (сцена-

рий RCP 4.5) до  $+6.3^{\circ}\text{C}$  (сценарий RCP 8.5) с максимумами в зимний период  $+4.3^{\circ}\text{C}$  и  $+7.6^{\circ}\text{C}$  соответственно.

Установлено, что тенденции изменения среднегодовой температуры приземного слоя воздуха статистически значимы — трендовая составляющая ( $R^2$ ) изменяется от 12% (Кувандык) до 25–26% (Айдырля, Беляевка) и 36–42% (Бреды, Уральск, Оренбург, Атырау). Многолетняя динамика годового и сезонного количества атмосферных осадков характеризуется отсутствием однонаправленных и статистически значимых трендов.

Потепление климата подтверждается статистически значимыми коэффициентами линейного тренда среднемесячных температур (рис. 1). Для большинства МС значения коэффициентов находятся в диапазоне  $0.30\text{--}0.38^{\circ}\text{C}/10$  лет. Исключение составляет МС Кувандык ( $0.15$ ), занимающая специфическое котловинное местоположение, и 3 МС в различных частях бассейна (Шарлык, Беляевка и Актобе) со значениями  $0.27\text{--}0.29^{\circ}\text{C}/10$  лет. Наибольший прирост температур отмечен в нижнем секторе бассейна (МС Илек, Уральск, Атырау), а также в Зауралье (МС Бреды) —  $0.33\text{--}0.34^{\circ}\text{C}/10$  лет. Максимальный вклад в рост среднегодовых температур вносят первые три месяца календарного года (январь—март) и осенние месяцы (октябрь—ноябрь). Наиболее значимый и повсеместный прирост температур наблюдается в марте (в среднем  $0.70^{\circ}\text{C}/10$  лет).

В целом зафиксированные изменения температуры приземного слоя воздуха в бассейне р. Урал соответствуют макрорегиональным тенденциям, установленным для Европейской территории России [13].

Необходимо обратить внимание, что зимний период важен для накопления снежных и водных ресурсов в предполоводный период, а также для пополнения запасов подземных вод, питающих реку в летнюю межень.

Результаты исследований показывают, что рост температур в холодный период года приводят к повсеместному увеличению частоты наступления, продолжительности и интенсивности оттепелей. Многолетний ход показателей, отражающих наступление оттепелей, для разных МС в пределах исследуемого бассейна специфичен и определяется в первую очередь особенностями их географического положения. В то же время, несмотря на пространственную неоднородность, временное распределение дат наступления оттепелей имеет общий и синхронный характер. Ниже представлены диаграммы значений сумм положительных температур воздуха за декады зимних месяцев в пересчете на 10 лет, распределенных по 30-летним периодам (рис. 2).

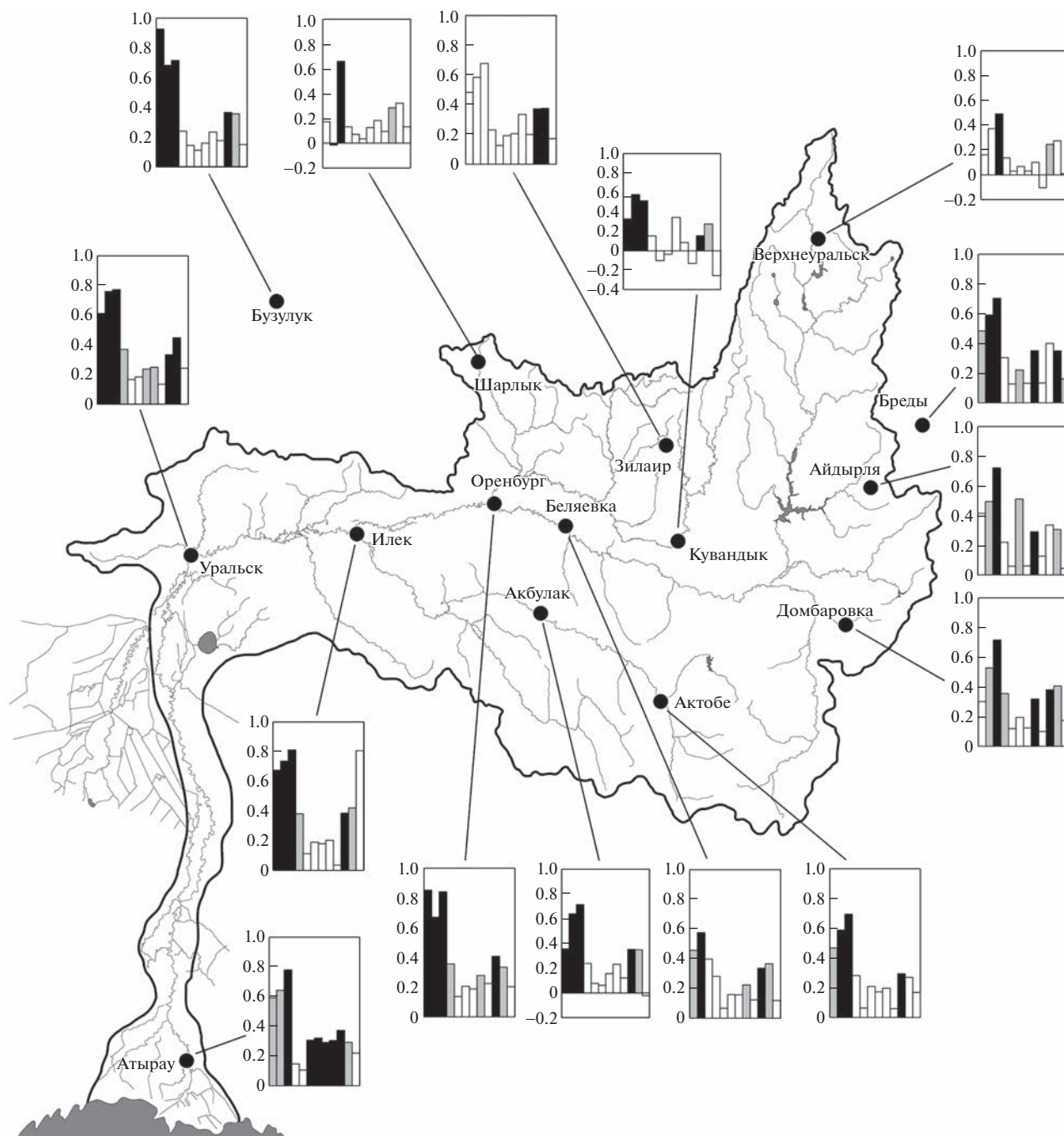
Зафиксирована устойчивая тенденция роста интенсивности оттепелей в современный период (1991–2019). Прежде всего обращает внимание увеличение суммы положительных температур для первой декады декабря, достигающее максимальных значений для МС Оренбург — 49.2 (за 1961–1990 гг. — 36.5). Практически идентичная ситуация наблюдается в феврале, преимущественно в третью декаду — максимальное значение получено для МС Зилаир — 30.0 (для периода 1961–1990 — 8.7).

Одно из следствий изменения температурного режима зимнего сезона, в том числе и в бассейне р. Урал — увеличение водности рек в период зимней межени [14]. В итоге происходит трансформация основных характеристик водного режима рек казахстанского типа — сокращение доли весеннего половодья и увеличение доли меженных периодов, что обуславливает в свою очередь определенное выравнивание гидрографа годового стока.

Кроме устойчивого и статистически значимого увеличения среднегодовой температуры воздуха, свидетельством долгосрочных изменений регионального климата в бассейне р. Урал являются положительные значения нормированных аномалий (табл. 2).

Согласно данным табл. 3, нормированные аномалии среднегодовой температуры воздуха (1991–2020) для МС, расположенных в пределах разных участков бассейна р. Урал, имеют положительный знак — от 0.8 (Актобе) до 1.1 в нижнем течении р. Урал (Атырау, Уральск). Индексы аномальности также подтверждают установленную тенденцию долгосрочных изменений температурного режима в пределах исследуемого бассейна. В первую очередь необходимо отметить устойчивый рост индекса Токарева — максимальный прирост дней с аномально высокими значениями температуры наблюдается в период с 1991 по 2020 г. В данный период для всех МС значения индекса Токарева имеют положительный знак, изменяясь от 1.28 и 1.30 на МС Оренбург и Беляевка соответственно до 1.56, 1.89 и 1.90 в МС Уральск, Атырау и Зилаир.

Как было отмечено выше, ведущую роль в формировании стока рек играет пространственно-временная специфика годовых и сезонных значений сумм атмосферных осадков. В отличие от устойчивого роста температур приземного слоя воздуха, для многолетней динамики атмосферных осадков в бассейне р. Урал аналогичных тенденций не установлено. В годовом выражении отмечается статистически значимое увеличение годового количества атмосферных осадков только в западной части бассейна р. Урал (МС Илек —  $10\text{ мм}/10$  лет; Шарлык —  $13\text{ мм}/10$  лет) и на сопредельных территориях (МС Бузулук —  $18\text{ мм}/10$  лет).



**Рис. 1.** Диаграммы помесечных значений коэффициентов линейного тренда сезонных температур за период 1950–2020 гг. (в пересчете на 10 лет). Черные столбцы – 1%, серые – 5% уровня достоверности; белые – не имеющие статистической достоверности.

Для остальной территории не выявлено статистически значимых изменений в условиях атмосферного увлажнения. Отсутствие статистически значимых трендов в годовом и сезонном увлажнении степных регионов Европейской России объясняется взаимной компенсацией разнонаправленных изменений увлажнения в разные сезоны [15].

Внутригодовое распределение осадков в бассейне р. Урал характеризуется несогласованным

ходом изменения нормированных значений аномалий атмосферных осадков (рис. 3).

Отрицательные величины нормированных аномалий атмосферных осадков зафиксированы для летнего и осеннего сезонов. Так, для МС Оренбург средние значения за период 1990–2020 гг. составили –14.3 мм и –4.6 мм соответственно. Напротив, величины нормированных аномалий осадков весны и зимы за указанный период ха-

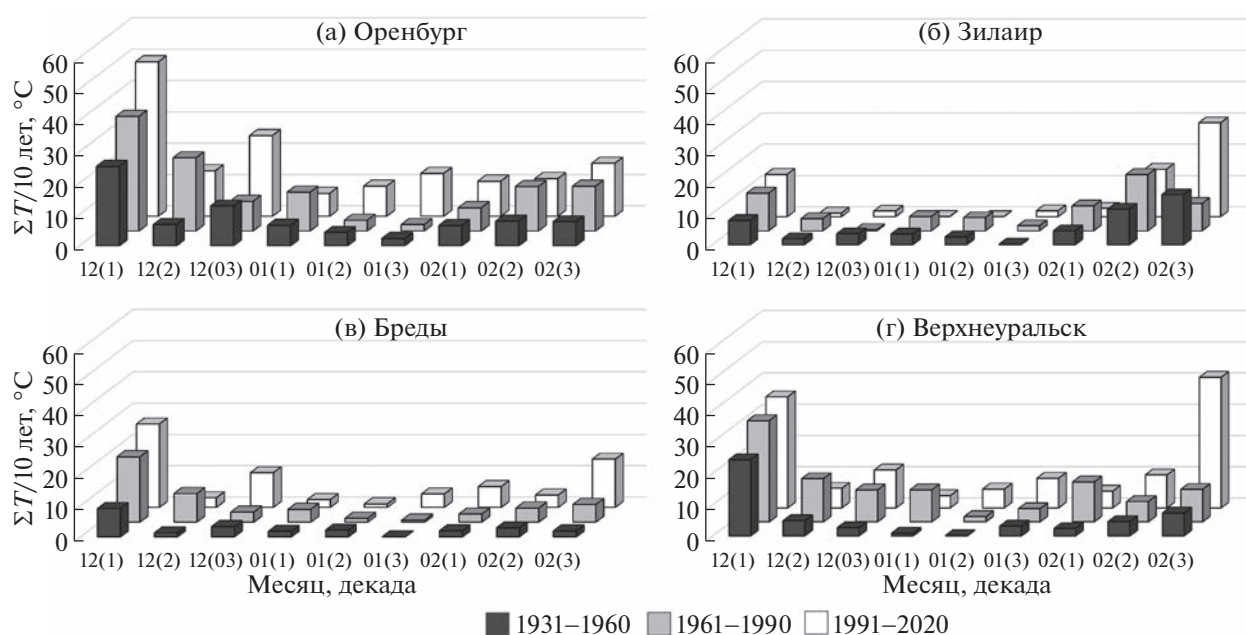


Рис. 2. Распределение сумм положительных температур воздуха за декады зимних месяцев (XII–II) по 30-летним периодам.

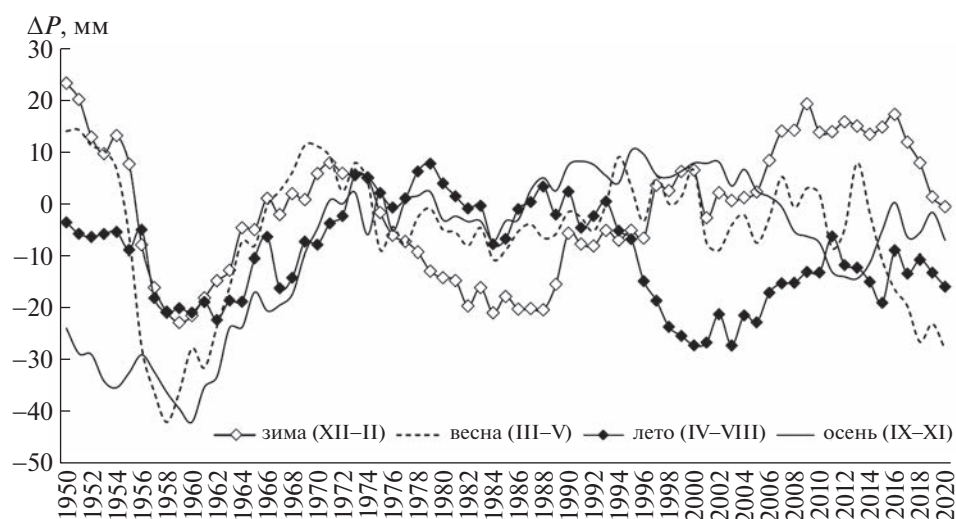


Рис. 3. Сезонные отклонения суммы атмосферных осадков от нормы (1961–1990). МС Оренбург.

рактизуются преобладанием положительных значений (5.1 и 0.3 мм соответственно).

Преобладание положительных аномалий атмосферных осадков весеннего и зимнего сезонов в бассейне р. Урал совпадает с макрорегиональной тенденцией увеличения доли осадков холодного периода, общей для большей части территории Европейской России. В пределах исследуемого бассейна данная тенденция выявлена для всех секторов водосборной территории, кроме нижнего течения (МС Атырау). Для периода

1990–2020 гг. максимальное увеличение доли осадков холодного периода зафиксировано для среднего течения р. Урал (МС Оренбург +10%, Акбулак +13%) и для горнолесных водосборных территорий (МС Кувандык +7%, Зилаир +10%).

Вместе с тем необходимо обратить внимание, что важное значение для водности рек казахстанского типа имеют условия увлажнения предзимнего периода, что обусловлено достаточно быстрым установлением устойчивых отрицательных температур. В частности, стаивание временного

**Таблица 2.** Изменение индексов аномальности температуры приземного слоя воздуха в бассейне р. Урал

| МС       | Период    | Нормированная аномалия | Индекс Багрова | Индекс Токарева |
|----------|-----------|------------------------|----------------|-----------------|
| Оренбург | 1940–1960 | –1.07                  | 3.22           | –2.16           |
|          | 1961–1990 | –0.08                  | 2.86           | –0.29           |
|          | 1991–2020 | 0.89                   | 2.55           | 1.28            |
| Беляевка | 1940–1960 | –0.96                  | 3.02           | –1.83           |
|          | 1961–1990 | –0.02                  | 3.11           | –0.07           |
|          | 1991–2020 | 0.81                   | 2.99           | 1.30            |
| Акбулак  | 1940–1960 | –0.88                  | 2.93           | –1.72           |
|          | 1961–1990 | 0.01                   | 2.99           | –0.35           |
|          | 1991–2020 | 0.88                   | 2.93           | 1.54            |
| Зилаир   | 1940–1960 | –0.58                  | 1.29           | –2.05           |
|          | 1961–1990 | –0.001                 | 2.93           | –0.39           |
|          | 1991–2020 | 1.08                   | 2.93           | 1.90            |
| Актобе   | 1940–1960 | –0.80                  | 3.01           | –1.85           |
|          | 1961–1990 | 0.004                  | 3.07           | –0.19           |
|          | 1991–2020 | 0.77                   | 2.95           | 1.34            |
| Уральск  | 1940–1960 | –0.91                  | 3.19           | –1.87           |
|          | 1961–1990 | 0.01                   | 3.10           | –0.53           |
|          | 1991–2020 | 1.12                   | 2.98           | 1.56            |
| Атырау   | 1940–1960 | –0.56                  | 3.32           | –1.41           |
|          | 1961–1990 | 0.01                   | 2.99           | –0.40           |
|          | 1991–2020 | 1.15                   | 3.34           | 1.89            |

снежного покрова при невысоких положительных значениях температуры воздуха и слабом испарении способствует увеличению запасов влаги в почвенном покрове [16]. В исследуемом бассейне последние 30 лет характеризуются ухудшением условий естественного увлажнения предзимнего периода, о чем свидетельствует повсеместное преобладание отрицательных значений нормированных аномалий атмосферных осадков ноября. Максимальные отклонения выявлены для горно-лесных районов (МС Кувандык – 24.6 мм, Зилаир – 27.5 мм), минимальные – для нижнего течения (МС Атырау – 8 мм). Отметим, что сокращение атмосферных осадков в предзимний период проходит на фоне устойчивого и статистически значимого роста средних температур приземного слоя воздуха.

## ВЫВОДЫ

Анализ региональных эффектов глобальных изменений климата в бассейне р. Урал подтверждает наличие устойчивых тенденций трансформации температурного режима, отчетливо проявляющихся на параметрах речного стока. В частности, рост температур в холодный период года приводят к повсеместному увеличению частоты и

продолжительности оттепелей, что обуславливает повышение водности рек в период зимней межени. Вместе с тем разнообразие физико-географических условий формирования регионального климата определяет пространственную неоднородность отклика на глобальные и макрорегиональные изменения. Наибольшей устойчивостью отличается климат низкогорий Южного Урала, в пределах которых расположена крупная область формирования речного стока исследуемого бассейна. В целом анализ региональных изменений климата актуален для оперативного решения проблем гарантированного обеспечения водными ресурсами регионов степной зоны и разработки мер по адаптации водопользования к изменяющимся условиям.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Статья подготовлена в рамках выполнения государственной темы ИС УрО РАН № АААА-А21-121011190016-1 “Проблемы степного природопользования в условиях современных вызовов: оптимизация взаимодействия природных и социально-экономических систем”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Евстигнеев В.М. Речной сток и гидрологические расчеты (учебник для университетов по специальности Гидрология). М.: МГУ, 1990. 303 с.
2. Долгов С.В., Коронкевич Н.И. Особенности реакции рек Русской равнины на изменение температуры воздуха // Известия РАН. Серия Географическая. 2012. № 6. С. 55–62.
3. Закономерности гидрологических процессов / Под ред. Н.А. Алексеевского. М.: ГЕОС, 2012. 736 с.
4. Изменения климата и экономика России: тенденции, сценарии, прогнозы / Под ред. акад. РАН Б.Н. Порфирьева, член-корр. РАН В.И. Данилова-Данильяна. М.: Научный консультант, 2022. 514 с.
5. Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории РФ. Т. 2. Последствия изменений климата. М.: Росгидромет, 2014.
6. Мелешко В.П., Голицын Г.С., Говоркова В.А., Демченко П.Ф., Елисеев А.В., Катцов В.М., Малевский-Малевич С.П., Мохов И.И., Надежина Е.Д., Семенов В.А., Спорышев П.В., Хон В.Ч. Возможные антропогенные изменения климата России в 21 веке: оценки по ансамблю климатических моделей // Метеорология и гидрология. 2004. № 4. С. 38–49.
7. Huntington T.G. Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis // Journal of Hydrology. 2006. V. 319. P. 83–95. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.003>
8. Мохов И.И., Хон В.Ч., Тимажев А.В., Чернокульский А.В., Семенов В.А. Гидрологические аномалии и тенденции изменения в бассейне р. Амур в связи с климатическими изменениями / Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. М.: Росгидромет, 2014. С. 81–120.
9. Мохов И.И. Действие как интегральная характеристика климатических структур: оценки для атмосферных блокингов // Доклады РАН. Науки о Земле. 2006. Т. 409. № 3. С. 403–406.
10. Васильев Д.Ю., Павлейчик В.М., Семенов В.А., Сивохин Ж.Т., Чибилёв А.А. Многолетний режим температуры воздуха и атмосферных осадков на территории Южного Урала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2018. Т. 478. № 5. С. 588–592.
11. Переведенцев Ю.П., Гоголь Ф.В., Наумов Э.П., Шанталинский К.М. Глобальные и региональные изменения климата на рубеже XX и XXI столетий // Вестник ВГУ. Серия: География. Геоэкология. 2007. № 2. С. 5–12.
12. Сценарные прогнозы на основе глобальных моделей CMIP5 / Климатический центр Росгидромета <http://cc.voeikovmgo.ru/ru/klimat/izmenenie-klimata-rossii-v-21-veke>
13. Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю. Влияние изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы рек России // Мат-лы Британско-Российской конференции (13–15 июня, 2007 г., Новосибирск). Барнаул: Изд-во: “Пять плюс”. 2009. С. 143–150.
14. Сивохин Ж.Т., Павлейчик В.М., Падалко Ю.А. Изменение минимального стока в бассейне реки Урал // Известия РАН. Серия географическая. 2021. Т. 85. № 6. С. 900–913. <https://doi.org/10.31857/S2587556621060133>
15. Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А., Титкова Т.Б. Аридизация засушливых земель Европейской части России и связь с засухами // Известия РАН. Серия Географическая. 2020. № 2. С. 207–217. <https://doi.org/10.31857/S258755662002017X>
16. Галахов Н.Н. Снежный покров в зимы, предшествующие засушливым и влажным периодам / Гидроклиматический режим лесостепной и степной зон СССР в засушливые и влажные годы. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1960. С. 54–64.

REGIONAL EFFECTS OF GLOBAL CLIMATE CHANGE  
IN THE URAL RIVER BASINZh. T. Sivokhip<sup>a, #</sup>, V. M. Pavleychik<sup>a</sup>, and Academician of the RAS A. A. Chibilev<sup>a</sup><sup>a</sup> Institute of Steppe of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Orenburg, Russian Federation<sup>#</sup>E-mail: [sivokhip@mail.ru](mailto:sivokhip@mail.ru)

The results of the study of regional climate changes (surface layer temperature and precipitation) in the Ural River basin at the current level are presented. Conclusions about the transformation of the main parameters of the regional climate in the studied basin were obtained on the basis of standard methods of statistical data analysis, as well as calculation of integral climate anomaly indices. Statistically significant values of linear trend coefficients illustrate a steady increase in the average annual air temperature in the Ural River basin. The largest contribution to the growth of this parameter is made by the first three months of the calendar year (January–March) and the autumn months (October–November). The long-term course of precipitation values is characterized by the absence of unidirectional and statistically significant trends. An important macro-regional trend in the dynamics of the precipitation regime is an increase in the proportion of precipitation of the cold period. In conclusion, it is noted that the diversity of the physical and geographical conditions of the formation of the regional climate determines the spatial heterogeneity of the response to global and macro-regional changes.

**Keywords:** temperature regime, precipitation, linear trend, anomalies, regional trends

## ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

УДК 550.42

### МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ВОД УСТЬЕВОГО УЧАСТКА р. КОЛЫМЫ

© 2023 г. А. В. Савенко<sup>1,\*</sup>, В. С. Савенко<sup>1</sup>, В. А. Ефимов<sup>1</sup>, О. С. Покровский<sup>2</sup>

Представлено академиком РАН С.А. Добролюбовым 9.12.2022 г.

Поступило 09.12.2022 г.

После доработки 15.12.2022 г.

Принято к публикации 16.12.2022 г.

Определено содержание ионов основного солевого состава и 50 растворенных микроэлементов (Li, Rb, Cs, Be, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Tl, Pb, Al, Sc, Ga, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ti, Zr, Hf, Th, U, F, B, Si, Ge, P, V, As, Sb, Cr, Se, Mo, W) в водах устьевое участка р. Колымы во время спада весенне-летнего половодья и летне-осенней межени. Установлено наличие тесной положительной корреляции между концентрациями растворенных микроэлементов в водах р. Колымы и рек водосборов Белого и Карского морей. Различия концентраций растворенных микроэлементов в речных водах Российской Арктики в целом пропорциональны отношению величин их минерализации.

**Ключевые слова:** микроэлементы, растворенные формы, речные воды, Колыма

**DOI:** 10.31857/S2686739722602800, **EDN:** NZFQEA

В настоящее время накоплены обширные сведения об основном солевом составе вод крупных рек мира [1]. В отношении растворенных микроэлементов, в том числе сильно токсичных, объем соответствующей информации значительно меньше [2, 3], что существенно осложняет количественную характеристику влияния материкового стока на химию океана, в том числе на экологотоксикологическое состояние акваторий, прилегающих к устьям крупных рек. Особенно слабо изучен микроэлементный состав арктических рек, геохимический мониторинг которых представляет повышенный интерес в связи с происходящими изменениями климата, влияющими на формирование химического состава вод суши. Целью настоящей работы послужили представление новых данных о концентрациях растворенных микроэлементов в водах устьевое участка р. Колымы и их сравнение с микроэлементным составом речного стока в Белое и Карское моря [4].

Речной границей устьевое участка р. Колымы длиной 282 км принято считать пос. Колымское выше впадения р. Омолон [5, 6]. На протяжении широкопойменного придельтового отрезка встре-

чается несколько крупных очагов размыва едомных отложений, в том числе Дуванный Яр длиной >10 км. Река имеет дельту с вершиной у пос. Черский, подверженную слабому влиянию нагонов. Дельта разделяется на два основных рукава — протоки Походская Колыма и Каменная Колыма, доля стока последнего из которых составляет >70% [5].

Работы проводили на придельтовом отрезке р. Колымы, начиная с речной границы устьевое участка, в вершине дельты и в судоходном рукаве Каменная Колыма на спаде весенне-летнего половодья (2–8 июля 2020 г.) и дважды в период летне-осенней межени (28 июля–10 августа 2019 г. и 20–31 июля 2021 г.). Расходы воды в вершине дельты в эти фазы водного режима составляли соответственно  $7680 \pm 1400$  и  $7060 \pm 160$  м<sup>3</sup>/с при среднемноголетнем значении 3340 м<sup>3</sup>/с [5]. Всего было отобрано 20 проб воды.

Пробы воды отбирали пластиковой емкостью с поверхности или пластмассовым батометром из глубинных слоев и сразу после этого подготавливали их для лабораторных исследований. Отфильтрованные через плотный бумажный фильтр в полипропиленовые флаконы растворы использовали для определения содержания хлоридов и сульфатов методом капиллярного электрофореза на установке Капель 103Р, величины щелочности ( $\approx \text{HCO}_3^-$ ) объемным ацидиметрическим методом и концентрации фторидов методом прямой ионометрии с фторидным ионоселективным электро-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

\*E-mail: Alla\_Savenko@rambler.ru

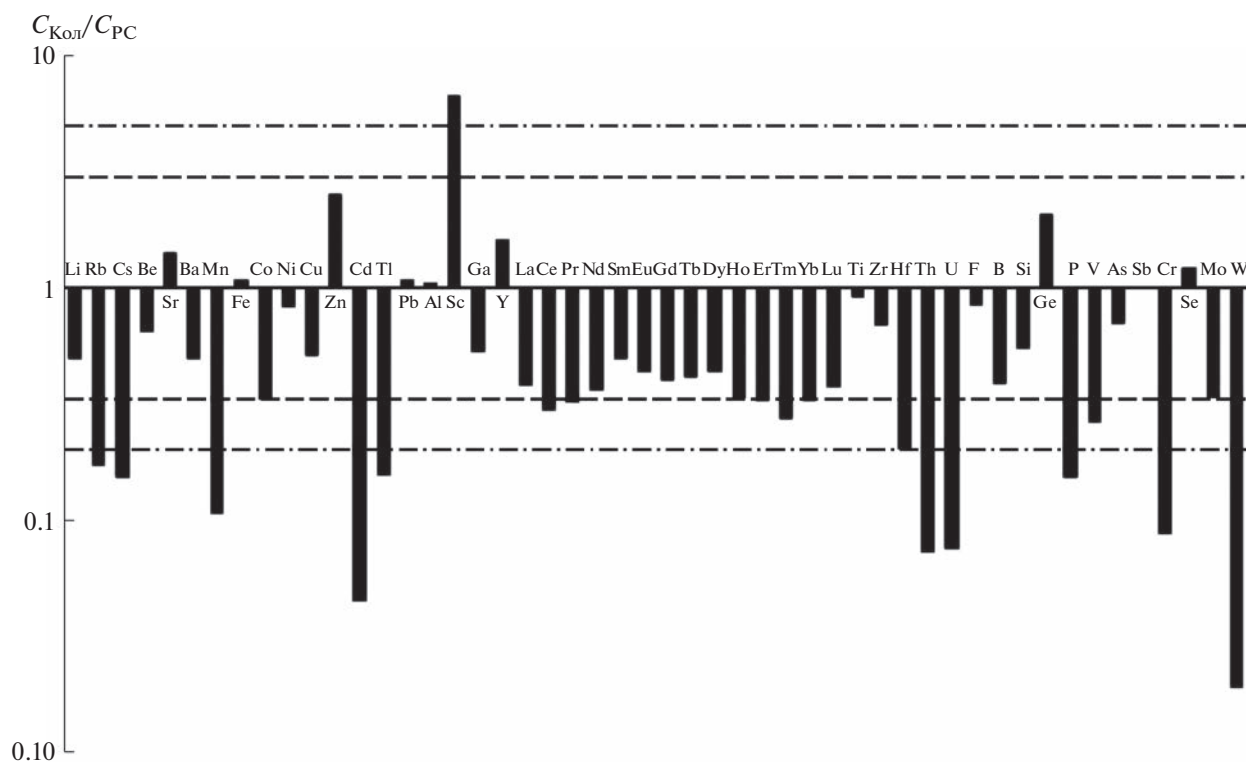
**Таблица 1.** Средний химический состав вод устьевого участка р. Колымы в июле–августе 2019–2021 гг.

| Компонент        | $C_{\text{Кол}}$ , мкг/л | Компонент | $C_{\text{Кол}}$ , мкг/л | Компонент | $C_{\text{Кол}}$ , мкг/л | Компонент | $C_{\text{Кол}}$ , мкг/л |
|------------------|--------------------------|-----------|--------------------------|-----------|--------------------------|-----------|--------------------------|
| $M^*$            | 78900                    | Fe        | 71.9                     | Nd        | 0.055                    | U         | 0.028                    |
| Na               | 2120                     | Co        | 0.050                    | Sm        | 0.018                    | F         | 84.9                     |
| K                | 510                      | Ni        | 0.67                     | Eu        | 0.0043                   | B         | 3.98                     |
| Mg               | 4160                     | Cu        | 0.76                     | Gd        | 0.016                    | Si        | 2240                     |
| Ca               | 13300                    | Zn        | 1.52                     | Tb        | 0.0023                   | Ge        | 0.014                    |
| Cl               | 230                      | Cd        | 0.004                    | Dy        | 0.013                    | P         | 5.8                      |
| SO <sub>4</sub>  | 30800                    | Tl        | 0.0011                   | Ho        | 0.0024                   | V         | 0.19                     |
| HCO <sub>3</sub> | 27800                    | Pb        | 0.086                    | Er        | 0.0066                   | As        | 0.44                     |
| Li               | 0.92                     | Al        | 33.8                     | Tm        | 0.0009                   | Sb        | 0.070                    |
| Rb               | 0.28                     | Sc        | 0.027                    | Yb        | 0.0056                   | Cr        | 0.061                    |
| Cs               | 0.0017                   | Ga        | 0.016                    | Lu        | 0.0009                   | Se        | 0.085                    |
| Be               | 0.0058                   | Y         | 0.065                    | Ti        | 0.45                     | Mo        | 0.142                    |
| Sr               | 85.6                     | La        | 0.046                    | Zr        | 0.027                    | W         | 0.0019                   |
| Ba               | 11.4                     | Ce        | 0.078                    | Hf        | 0.0012                   |           |                          |
| Mn               | 3.61                     | Pr        | 0.013                    | Th        | 0.0030                   |           |                          |

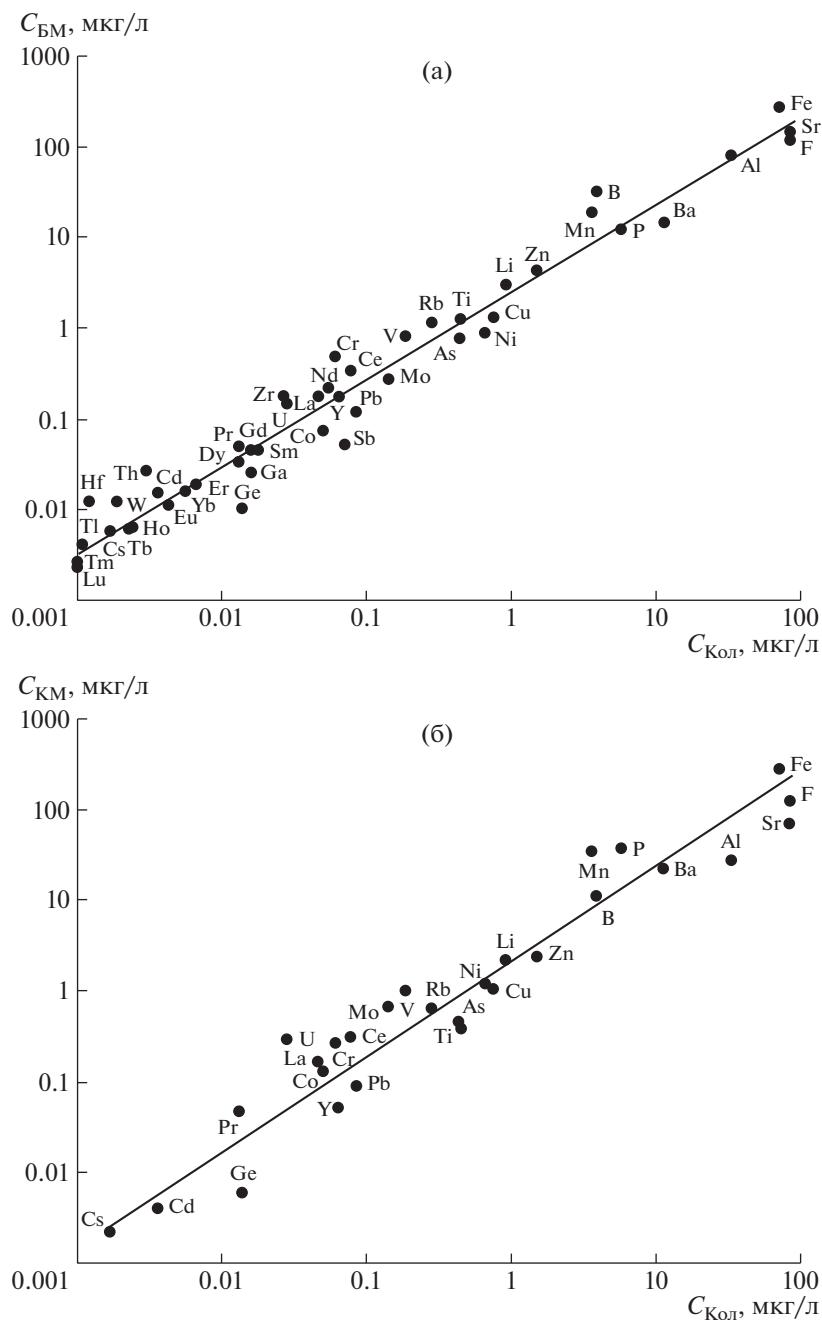
Примечание. \* – Минерализация.

дом в присутствии ацетатного солевого буфера. Концентрации главных катионов и растворенных микроэлементов определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе Agilent 7500se в растворах, полученных путем фильтрации через мембранный ацетат-целлюлозный фильтр с диаметром пор 0.45 мкм во флаконы с предварительно добавленными туда

аликвотами 5 N азотной кислоты марки ос.ч. (0.25 мл на 10 мл пробы). Относительная погрешность измерений составила  $\pm 3\%$ . Правильность анализов оценивали с помощью международных стандартов речной воды SLRS-4 и SLRS-5, для которых расхождение измеренных и сертифицированных концентраций изученных элементов не превышало 20%.



**Рис. 1.** Сравнение средних концентраций растворенных микроэлементов в водах устьевого участка р. Колымы ( $C_{\text{Кол}}$ , данная работа) с мировым уровнем ( $C_{\text{PC}}$  [3]). Штриховыми и штрихпунктирными линиями показаны соответственно различия в 3 и 5 раз.



**Рис. 2.** Взаимосвязь средних концентраций растворенных микроэлементов в водах устьевых участков р. Колымы ( $C_{\text{Кол}}$ , данная работа) и рек водосборов Белого (а) и Карского (б) морей ( $C_{\text{БМ}}$  и  $C_{\text{КМ}}$  [4]).

Среднее содержание ионов основного солевого состава и растворенных микроэлементов в водах устьевых участков р. Колымы приведено в табл. 1. По сравнению со средними концентрациями растворенных микроэлементов в реках мира [3] их содержание в стоке р. Колымы в большинстве случаев в несколько раз ниже (рис. 1). Поскольку минерализация вод р. Колымы (78.9 мг/л) не сильно отличается от среднемирового значения (85.1 мг/л [1]), отмеченная тенденция, по-видимому, обусловлена пониженной интенсивно-

стью водной миграции микроэлементов в условиях холодного арктического климата, при котором снижается скорость химического и биологического выветривания и возрастает относительная роль сорбционной иммобилизации.

Наряду с этим в сходных природно-климатических условиях (в пределах арктической зоны) наблюдается зависимость концентраций растворенных микроэлементов в речных водах от величины их минерализации. Как показано на рис. 2, установлена тесная положительная корреляция

между средними концентрациями растворенных микроэлементов в водах устьевых участков р. Колымы ( $C_{\text{Кол}}$ , мг/л), с одной стороны, и рек водосборов Белого и Карского морей ( $C_{\text{БМ}}$  и  $C_{\text{КМ}}$ , мг/л), с другой:

$$C_{\text{БМ}} = 2.15C_{\text{Кол}}, \quad r = 0.90, \quad (1)$$

$$C_{\text{КМ}} = 1.80C_{\text{Кол}}, \quad r = 0.80, \quad (2)$$

причем коэффициенты пропорциональности в этих уравнениях близки к отношению величин минерализации соответствующих речных вод. Так, среднесезонная минерализация речного стока в Белое и Карское моря (166 и 124 мг/л [7, 8]) превышает среднюю минерализацию вод р. Колымы в период наблюдений (78.9 мг/л) в 2.1 и 1.6 раза, что достаточно хорошо согласуется коэффициентами пропорциональности в уравнениях (1) и (2). Отсюда следует, что при нормировании на величину минерализации (суммарное содержание растворенных веществ) микроэлементный состав речного стока со всего арктического побережья России должен быть примерно одинаков. Это позволяет аппроксимировать (с приближением ~30%) микроэлементный состав вод неизученных рек Российской Арктики с использованием имеющихся данных по рекам арктических водосборов.

Таким образом, концентрации растворенных микроэлементов в водах устьевых участков р. Колымы тесно коррелируют с таковыми в речном стоке с других арктических территорий России: водосборов Белого и Карского морей. Различия концентраций растворенных микроэлементов в речных водах крупных арктических водосборов пропорциональны отношению величин их минерализации.

Нормированные на минерализацию концентрации растворенных микроэлементов характеризуют химический состав речного стока с арктического побережья в целом.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Meybeck M.* Global occurrence of major elements in rivers // *Treatise on Geochemistry*. V. 5. Amsterdam: Elsevier–Pergamon, 2004. P. 207–223.
2. *Гордеев В.В.* Геохимия системы река–море. М., 2012. 452 с.
3. *Gaillardet J., Viers J., Dupre B.* Trace elements in river waters // *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. V. 7. Amsterdam et al.: Elsevier, 2014. P. 195–235.
4. *Савенко А.В., Савенко В.С., Покровский О.С.* Новые данные по содержанию растворенных микроэлементов в водах рек Российской Арктики // *ДАН. Науки о Земле*. 2020. Т. 491. № 2. С. 82–88.
5. *Магрицкий Д.В., Фролова Н.Л., Агафонова С.А., Ефимов В.А., Василенко А.Н., Сазонов А.А., Ефимова Л.Е.* Гидрологические условия в устье реки Колымы летом 2019 года // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2022. № 1. С. 134–151.
6. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
7. *Гордеев В.В., Филиппов А.С., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Покровский О.С., Шевченко В.П., Дара О.М.* Особенности геохимии речного стока в Белое море // *Система Белого моря*. Т. 2. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 225–308.
8. *Gordeev V.V., Andreeva E.N., Lisitzin A.P., Kremer H.H., Salomons W., Marshall Crossland J.I.* Russian Arctic Basins. LOICZ Reports and Studies No. 29. Geesthacht: LOICZ, 2006. 97 p.

## TRACE ELEMENT COMPOSITION OF THE WATERS OF THE KOLYMA RIVER MOUTH SECTION

A. V. Savenko<sup>a, #</sup>, V. S. Savenko<sup>a</sup>, V. A. Efimov<sup>a</sup>, and O. S. Pokrovsky<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup> National Research Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation

<sup>#</sup> E-mail: Alla\_Savenko@rambler.ru

Presented by Academician of the RAS S.A. Dobrolyubov December 9, 2022

The content of ions of the main salt composition and 50 dissolved trace elements (Li, Rb, Cs, Be, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Tl, Pb, Al, Sc, Ga, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ti, Zr, Hf, Th, U, F, B, Si, Ge, P, V, As, Sb, Cr, Se, Mo, W) in the waters of the Kolyma River mouth section the spring–summer flood decline and on the summer–autumn period was determined. A close positive correlation was established between the dissolved trace elements concentrations in the waters of the Kolyma River and of the rivers in the White and Kara seas catchment areas. Differences in the concentrations of dissolved trace elements in the river waters of the Russian Arctic are generally proportional to the ratio of their mineralization values.

**Keywords:** trace elements, dissolved forms, river waters, Kolyma River

УДК 551.510.42:620.187:544.774

## МОРФОЛОГИЯ ЧАСТИЦ БИОАЭРОЗОЛЕЙ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ МОСКОВСКОГО МЕГАПОЛИСА

© 2023 г. Д. П. Губанова<sup>1,\*</sup>, Н. В. Садовская<sup>2</sup>, А. А. Виноградова<sup>1</sup>, М. А. Иорданский<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН Г.С. Голицыным 17.11.2022 г.

Поступило 01.12.2022 г.

После доработки 08.12.2022 г.

Принято к публикации 09.12.2022 г.

Методом сканирующей электронной микроскопии исследованы морфологические свойства биогенных частиц в составе приземного аэрозоля в Москве. Обобщены результаты анализа аэрозольных проб, отобранных в 2019–2022 г. в рамках комплексного эксперимента в ИФА РАН по изучению изменчивости физико-химических свойств аэрозольных частиц в различных синоптико-метеорологических условиях. Выявлены основные типы частиц приземных биоаэрозолей, определены их форма и размер. Впервые в натурных наблюдениях морфологических характеристик приземного аэрозоля в Москве идентифицированы брохосомы.

**Ключевые слова:** морфологическая структура, первичный биологический атмосферный аэрозоль, анализ отдельных частиц, сканирующая электронная микроскопия, атмосфера, Москва

**DOI:** 10.31857/S2686739723700093, **EDN:** NZYEJA

### ВВЕДЕНИЕ

Биологические аэрозольные частицы (биоаэрозоли) играют решающую роль в системе взаимодействия биофизических элементов Земли (литосферы, гидросферы и атмосферы) [1–7]. Первичные биоаэрозоли (ПБА) представляют собой подмножество частиц биогенного происхождения, выбрасываемых непосредственно в атмосферу, и включают живые и мертвые организмы (водоросли, археи, бактерии и др.), дисперсионные единицы (грибковые споры, пыльца растений) и различные фрагменты или выделения. ПБА характеризуются разнообразной формой и структурой, а их размеры сильно изменчивы (от ультрадисперсной до грубодисперсной фракции аэрозолей) [2]. ПБА вносят значительный вклад в глобальную эмиссию всех типов аэрозолей. Выбросы первичных биогенных частиц составляют около 1000 Тг в год, в то время как выбросы морской соли оцениваются в 3300 Тг, а минеральной пыли – 2000 Тг [4]. Такие биогенные частицы, как микробные патогены, аллергены и микробные компоненты, например, эндотоксины, ми-

котоксины и глюканы, оказывают инфекционное, аллергическое или токсическое воздействие на живые организмы, воздействуя на здоровье населения и сельское хозяйство в местном, региональном и глобальном масштабах. Многие патогены растений, животных и человека способны переноситься с воздушными массами на большие расстояния, распространяя болезни по континентам и между ними [2]. Первичные биоаэрозоли участвуют в глобальных круговоротах углерода, азота, серы и фосфора; в облакообразовании, формировании и выпадении осадков; в гетерогенных и многофазных физико-химических атмосферных процессах и потенциально оказывают влияние на изменение климата [1–7]. Специфику протекания атмосферных гетерогенных процессов и изменение химического состава, радиационных и оптических характеристик атмосферы обуславливает реакционная способность первичных биологических аэрозольных частиц. ПБА принципиально отличаются от неорганических аэрозолей, они более сложны, многообразны по размеру и форме, несут различные функциональные группы, по-разному реагируют на резкие изменения условий в атмосфере, таких как относительная влажность, температура и химическая активность малых газовых составляющих [4]. Установлено, что биоаэрозоли более эффективно и легко, чем большинство других типов аэрозольных частиц, вступают в реакции в качестве ядер конденсации облаков или ядер льда. Крупные ПБА (зёрна пыльцы, споры грибов)

<sup>1</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова  
Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup> Федеральный научно-исследовательский центр  
“Кристаллография и фотоника”  
Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: gubanova@ifaran.ru

способны действовать как гигантские ядра конденсации облаков [1–5].

Реакционная способность ПБА, как и других аэрозольных частиц, связана с их морфологической структурой [4–6]. В последние годы, благодаря развитию аналитических методов и приборов, мировым научным сообществом стало уделяться большее внимание исследованию характеристик биоаэрозолей, в том числе морфологических [5–9]. Однако публикации отечественных исследователей на эту тему немного (например, [10, 11]), а статьи, посвященные морфологии атмосферных ПБА, практически отсутствуют.

В настоящей работе предпринята попытка выполнения данного пробела. Рассмотрены обобщенные результаты морфологического анализа частиц ПБА в составе приземного аэрозоля Московского мегаполиса, описаны основные типы идентифицированных биогенных частиц и особенности их морфологической структуры.

## МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфологию ПБА изучали методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с помощью сканирующего электронного микроскопа высокого разрешения с автоэмиссионным катодом JSM 7500F фирмы “JEOL” (Япония). Микроскопические методы анализа нашли широкое применение при исследовании аэрозольных частиц различного происхождения, включая биогенные частицы [12, 13]. СЭМ — один из самых распространенных микроскопических методов, который в сочетании с методом рентгеноспектрального микроанализа позволяет определять не только морфологическую структуру, но и элементный состав аэрозольных частиц [6–9].

Элементный состав определяли с использованием аналитической приставки к сканирующему электронному микроскопу — энергодисперсионного микроанализатора INCA Penta FET-x3 фирмы “OXFORD INSTRUMENTS” (Великобритания). В результате сканирования образца электронным пучком получали ЭДС-спектры отдельных частиц [13].

Отбор аэрозольных проб на морфологический анализ осуществляли в 2019–2022 гг. в рамках комплексного натурного эксперимента по исследованию изменчивости физико-химических характеристик приземного аэрозоля, проводимого в Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН) и описанного в [14, 15]. Пункт отбора проб находился во дворе ИФА РАН, расположенного в административно-деловом и культурном центре столицы (Москва, Пыжевский пер., д. 3). Территория данного района сложена урбаноземами с искусственной интродуцированной растительностью. Значительные пло-

щади запечатаны дорожным покрытием и городской застройкой, незапечатанные участки составляют от 3 до 5%. Район характеризуется наличием густой сети дорог с малым и средним автотранспортным трафиком, проложенных вдоль улиц и переулков. В непосредственной близости от места отбора проб произрастает небольшое количество старых деревьев, двор ИФА РАН запечатан асфальтовым покрытием.

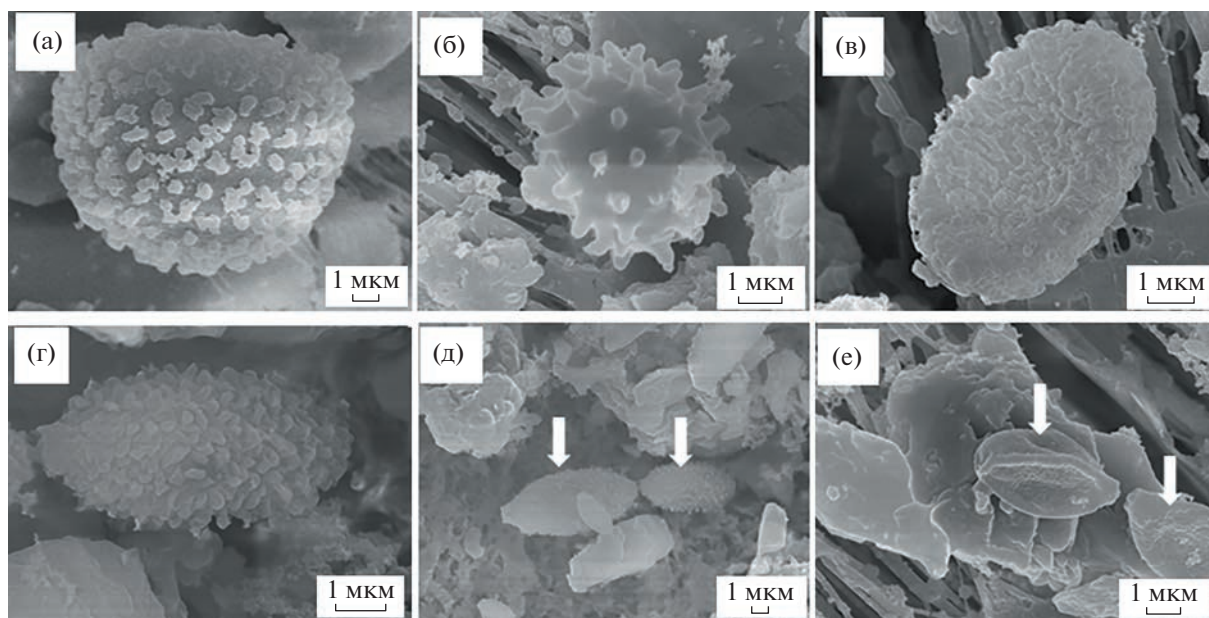
За весь период наблюдений в разные сезоны было отобрано 189 проб аэрозоля на гидрофобные мембранные фильтры из политетрафторэтилена или волокнистые фильтры из ткани Петрянова с помощью малообъемного пробоотборника воздуха на высоте 2 м от подстилающей поверхности. Время отбора проб составляло от 12 до 24 ч в разные дни в зависимости от сезона, синоптической обстановки и метеорологических условий.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследование морфологической структуры и состава частиц приземного аэрозоля позволило определить их природу. Наряду с твердыми минеральными частицами, а также частицами антропогенного происхождения, содержащими металлы, серу и углерод, в пробах, преимущественно в теплое время года (апрель–октябрь), были выявлены биогенные частицы разных типов. Они относятся к группе органических аэрозолей и состоят в основном из углерода и кислорода. В следовом количестве в некоторых частицах биоаэрозолей присутствовали минеральные элементы (Na, Mg, Ca, K, Al, Fe, Si) и элементы преимущественно антропогенной природы (S, P, Pb и Cu) [14, 15].

*Споры и конидии грибов.* Споры и конидии грибов — наиболее распространенный из типов частиц ПБА, выявленных в разные годы в летних пробах (рис. 1), в период основной активности их размножения в Московском регионе. Споры и конидии выбрасываются грибами в струях жидкости или каплями (эффекты осмотического давления и поверхностного натяжения), но возможно отделение сухих спор ветром или под действием другим внешних сил [3, 8, 16]. Концентрация спор, выделяемых сухим способом, как правило, возрастает в теплую, сухую погоду, в то время как количество спор, выделяемых влажным способом, увеличивается во влажных условиях, в ночные и ранние утренние часы. Поэтому возможно наличие взаимосвязи между процессами эмиссии/рассеивания спор и различными метеорологическими параметрами [3].

Диаметр спор грибов может варьировать в диапазоне 1–50 мкм в зависимости от биологического вида, возраста и условий окружающей среды [2, 3]. Идентифицированные в пробах приземного аэрозоля в Москве споры и конидии грибов ха-



**Рис. 1.** СЭМ-изображения спор различных видов грибов. На микрофотографиях (д) и (е) показаны цепочки из пар конидий.

рактизовались средним размером 4–7 мкм. Кроме того, были обнаружены конидии, объединенные в пары (рис. 1 д, е). Способность спор грибов объединяться в длинные цепочки определяет их аэродинамический диаметр. Данный параметр обуславливает время жизни этих биогенных частиц в атмосфере и способность их осаждения в дыхательных путях и в легких человека [3].

Счетная и массовая концентрация грибковых спор в воздухе континентального пограничного слоя оцениваются соответственно в  $\approx 10^4 \text{ м}^{-3}$  и  $1 \text{ мкг/м}^3$ . На их долю приходится до 10% органического углерода и 5% аэрозольных частиц  $\text{PM}_{10}$  в городах и пригородах [3].

**Пыльца.** Зёрна пыльцы являются вторым по распространенности и одним из самых крупных по размеру (до 100 мкм) типов ПБА. В приземном слое атмосферы Московского мегаполиса наибольшее количество зёрен пыльцы было обнаружено в весенних пробах (рис. 2), что связано со спецификой вегетационного периода растительности. Зёрна пыльцы могут иметь различную форму и твердую оболочку и существовать как ПБА в виде целых единиц или фрагментов. При высокой влажности они способны разрываться на фрагменты размером 30 нм – 5 мкм. Особенности рассеивания пыльцевых зёрен в атмосфере зависят от метеорологических условий (влажность, температура, ветер, осадки). Присутствие пыльцы в воздухе четко соответствует сезонному циклу, связанному с сезонами цветения растительных источников. Кроме того, для пыльцы, как и для спор грибов, характерен определен-

ный суточный ход. Пыльцевые зёрна, как ПБА крупных размеров, обычно имеют короткое время жизни. Однако при определенных условиях они способны подниматься на большие высоты, достигая значений концентрации, соизмеримых с величиной концентрации ледяных ядер, и участвовать в процессах зарождения льда [3].

**Фрагменты и выделения живых организмов.** В теплые сезоны в пробах приземного аэрозоля в Москве были обнаружены и другие типы ПБА. Самыми крупными из них по размерам (20–40 мкм) оказались плоские чешуйки насекомых (рис. 3 а), выявленные в приземном слое атмосферы Московского мегаполиса весной 2021 г. Чешуйки насекомых являются довольно распространенными первичными биогенными частицами в атмосфере городов [8, 16]. Летом 2021 г. в составе приземных аэрозольных частиц в Москве был идентифицирован достаточно редкий для данного исследования тип ПБА – эпикутикулярный воск растения (рис. 3 б). Это восковое покрытие на внешней поверхности кутикулы растений, предназначенное для формирования ультрагидрофобной и самоочищающейся поверхности. Эпикутикулярный воск преимущественно состоит из алифатических углеводородов, содержащих различные функциональные группы и образует двух- и трехмерные структуры. Наиболее распространенными морфологическими типами эпикутикулярного воска являются тонкие пленки и несколько трехмерных структур: массивные корки, гранулы, пластинки, нити, стержни и полые трубочки. Размеры этих морфологических структур обычно изменяются в

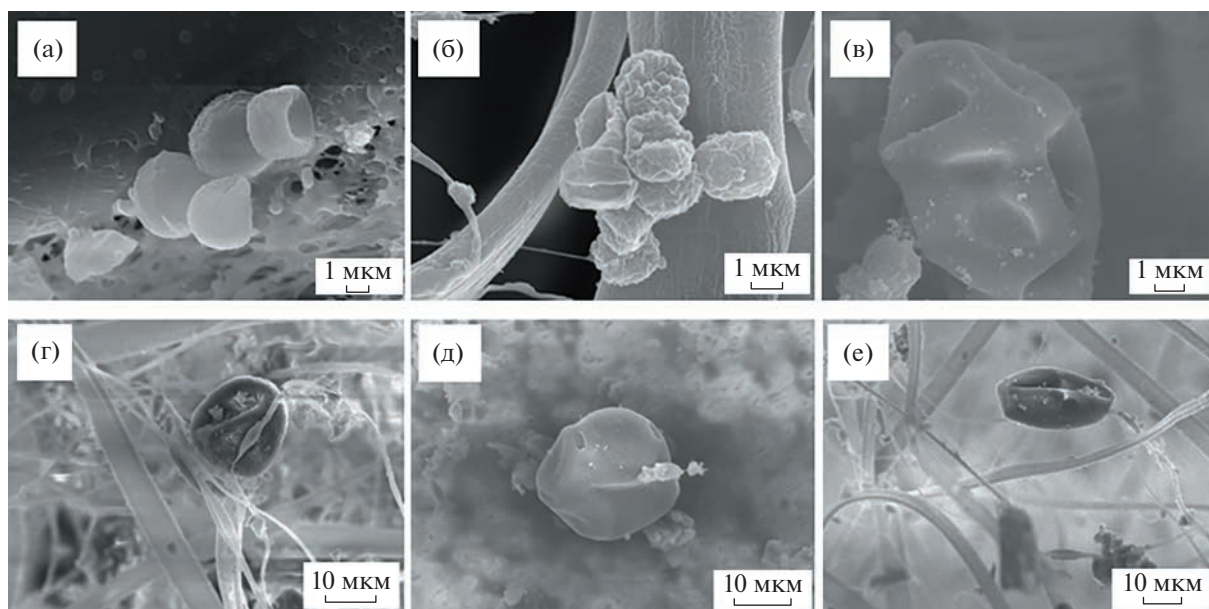


Рис. 2. СЭМ-изображения различных форм пыльцевых зёрен.

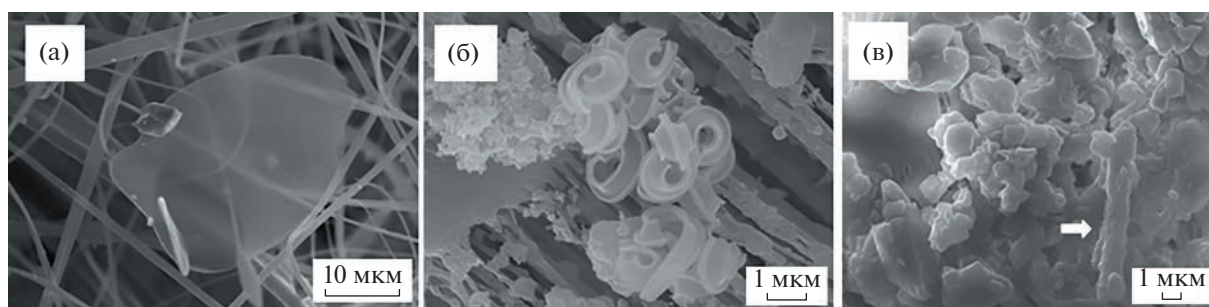


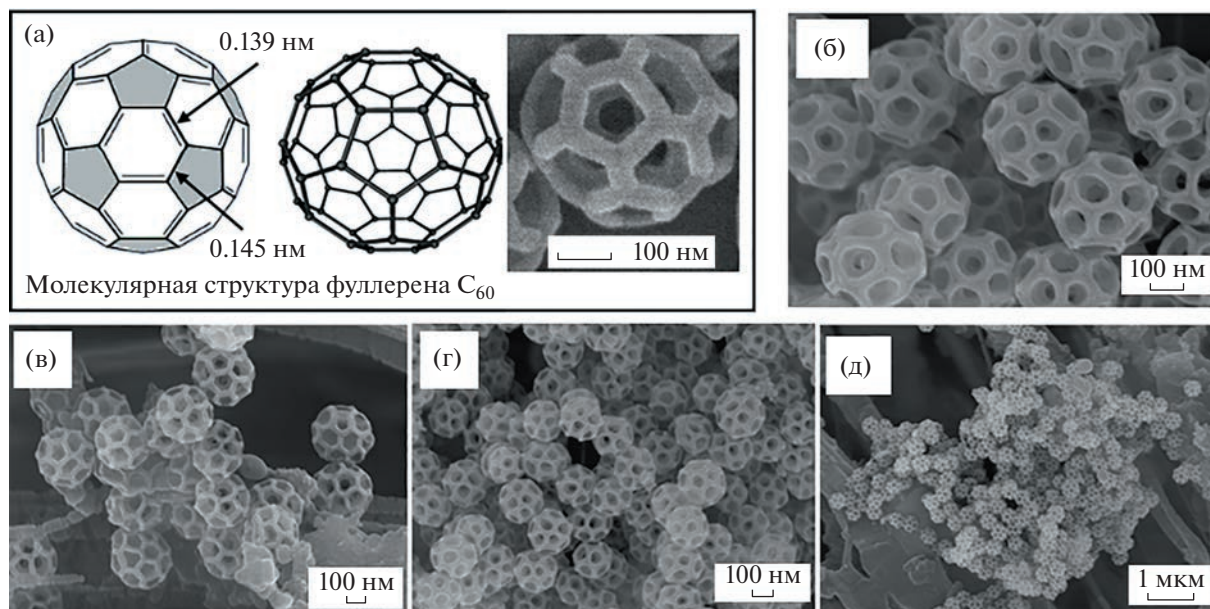
Рис. 3. СЭМ-изображения некоторых других видов ПБА: (а) — плоская чешуйка насекомого, (б) — эпикуткулярный воск растения, (в) — растительное волокно.

диапазоне 0.2–100 мкм [17]. В рамках настоящей работы идентифицирован эпикуткулярный воск в форме, напоминающей макаронные изделия (рис. 3 б). Такую же морфологическую структуру наблюдали и авторы [16].

В биосфере существует и много других биогенных частиц, из которых один из самых больших вкладов в общую массовую концентрацию ПБА вносят фрагменты растений, в том числе растительные волокна (рис. 3 в). Зачастую достоверно определить такие ПБА и другие органические вещества затруднительно, поскольку растительные материалы в конечном итоге могут быть расщеплены на гуминоподобные вещества путем окислительной модификации и деградации биополимеров [17].

**Брохосомы.** Это самый примечательный тип ПБА, обнаруженных в составе приземного аэрозоля в Московском мегаполисе. И, хотя они отно-

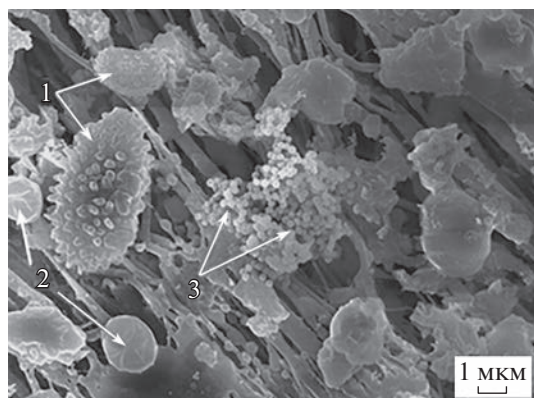
сятся к выделениям живых организмов, в данной работе рассмотрены отдельно. Брохосомы представляют собой квазисферические полые пористые образования размером 200–700 нм, выделяемые полужесткокрылыми насекомыми семейства цикадок (*Cicadellidae*) из белков и жиров [18]. Подобно растениям, вырабатывающим эпикуткулярный воск с целью защитных функций, выделяемые цикадками брохосомы являются супергидрофобными и служат для защиты от воды и загрязнений поверхностей крыльев, тела и отложенных яиц насекомых, а также препятствием для отражения света при маскировке их от хищников. Замечательность брохосом заключается в том, что большинство из них [20] имеют форму, подобную молекулярной структуре фуллерена  $C_{60}$  [19], представляющей собой полуправильный многогранник (усеченный икосаэдр) (рис. 4 а). Размеры геометрически подобных струк-



**Рис. 4.** Брохосомы: (а) — сравнение молекулярной структуры фуллерена  $C_{60}$  с брохосомой (справа), (б)—(д) — СЭМ-изображения агломератов брохосом в аэрозольных пробах, полученных во время наблюдений в Москве в июне—июле 2021 г.

тур брохосом и фуллерена  $C_{60}$  значительно отличаются, однако в литературе брохосомы называют “биологическими фуллеренами”. Брохосомы, обнаруженные в аэрозольных пробах в Москве летом 2021 г. (рис. 4 б—д), характеризуются размерами около 200–400 нм, в то время как размер молекулы фуллерена  $C_{60}$  значительно (более, чем на 2 порядка) меньше. Согласно экспериментальным и расчетным данным [19], длина двойной связи в углеродном каркасе молекулы  $C_{60}$  составляет 0.139 нм, а одинарной — 0.145 нм (рис. 4 а). Следует отметить специфическую особенность идентифицированных брохосом: в атмосфере они распространяются в виде больших агломера-

тов (замысловатых цепочек и рыхлых агрегатов подобно фрактальным кластерам частиц сажи). Кроме того, в аэрозольных пробах они обнаружены на поверхности или при непосредственном соприкосновении с более крупными минеральными частицами или их агломератами, как видно из рис. 5. Благодаря широкому распространению и обитанию сотни различных видов цикадок на кустарниках и деревьях (сирень, роза, липа, берёза, тополь и др.), в теплое время года в приземном слое атмосферы в составе аэрозольных частиц находится огромное количество выделяемых насекомыми брохосом и их агломератов, в том числе в городских условиях. Однако в публикациях зарубежных ученых, экспериментально изучающих морфологию приземных аэрозолей, сведения о брохосомах немногочисленны (например, в [8, 10, 17]). И нами брохосомы были обнаружены только в июне-июле 2021 г. в четырех из двадцати одной пробы, отобранной в этом сезоне. Других отечественных работ на эту тему авторами данной статьи не найдено. В этом смысле настоящее исследование является пионерским.



**Рис. 5.** Сравнение форм и размеров разных видов ПБА: 1 — конидии грибов, 2 — пыльцевые зёрна, 3 — агломерат брохосом.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методом СЭМ по данным многолетних наблюдений (2019–2022 гг.) исследована морфология частиц первичных биологических аэрозолей, содержащихся в приземном слое атмосферы Московского мегаполиса, и выявлены основные типы ПБА, их формы и размеры. В весенний период наибольшее количество обнаруженных ча-

стиц ПБА составляют пыльцевые зерна, в летний период — споры и конидии грибов. Кроме того, в аэрозольных пробах в теплое время года установлено наличие фрагментов и выделений живых организмов. Новым результатом в исследованиях отечественных ученых является идентификация в составе приземного аэрозоля в Москве агломератов “биологического фуллерена” — брохосом.

Частицы ПБА характеризуются сезонной и суточной цикличностью, а специфика их эмиссии, переноса и трансформации во многом зависит от метеорологических параметров. Климатические изменения могут привести к смещению или изменению длительности сезонной активности ПБА, что может повлиять на активность и вклад биогенных частиц в различные атмосферные процессы. Кроме того, такие ПБА, как пыльца и грибные споры, могут оказывать негативное воздействие на здоровье и жизнедеятельность человека. В частности, аллергенный потенциал этих биоаэрозолей может быть усилен при их активном участии в гетерогенных реакциях с газовыми примесями атмосферы. Частицы ПБА охватывают чрезвычайно широкий спектр размеров, очень сложны и разнообразны по морфологической структуре, сведений о которой в литературных источниках все еще недостаточно. Результаты, полученные в данной работе, призваны отчасти восполнить данный пробел и будут полезны при исследовании физико-химических свойств ПБА и изучении их роли в развитии, эволюции и динамике экосистем.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят академика РАН Г.С. Голицына за интерес к работе и полезные советы. Авторы выражают глубокую признательность В.И. Корепанову (Институт проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН) и Р.А. Ракитову (Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН) за ценные консультации в поисковых исследованиях и при интерпретации данных морфологического анализа биоаэрозолей, способствовавших завершению процесса идентификации брохосом.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Государственных заданий ИФА им. А.М. Обухова РАН и ФНИЦ “Кристаллография и фотоника” РАН (морфологический анализ аэрозольных проб методом СЭМ, интерпретация данных и идентификация частиц ПБА), а также при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), грант № 19-05-50088 Микромир (подготовка и отбор проб для исследования морфологической структуры аэрозольных частиц).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hu W., Wang Z., Huang S., et al. Biological Aerosol Particles in Polluted Regions // *Curr. Pollution Rep.* 2020. V. 6. P. 65–89. <https://doi.org/10.1007/s40726-020-00138-4>
2. Fröhlich-Nowoisky J., Kampf C.J., Weber B., et al. Bioaerosols in the Earth system: Climate, health, and ecosystem interactions // *Atm. Res.* 2016. V. 182. P. 346–376. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.07.018>
3. Després V.R., Huffman J.A., Burrows S.M., et al. Primary biological aerosol particles in the atmosphere: a review // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology.* 2012. V. 64:1. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v64i0.15598>
4. Estillore A.D., Trueblood J.V., Grassian V.H. Atmospheric chemistry of bioaerosols: heterogeneous and multiphase reactions with atmospheric oxidants and other trace gases // *Chem. Sci.* 2016. V. 7. № 11. P. 6604–6616. <https://doi.org/10.1039/c6sc02353c>
5. Deguillaume L., Leriche M., Amato P., et al. Microbiology and atmospheric processes: chemical interactions of primary biological aerosols // *Biogeosciences.* 2008. V. 5. P. 1073–1084. <https://doi.org/10.5194/bg-5-1073-2008>
6. Pumkaro P., Takahashi J., Iwahashi H. Detection and monitoring of insect traces in bioaerosols // *Peer J.* 2021. V. 9:e10862. <https://doi.org/10.7717/peerj.10862>
7. Xie W., Li Y., Bai W., et al. The source and transport of bioaerosols in the air: A review // *Front. Environ. Sci. Eng.* 2021. V. 15. P. 44. <https://doi.org/10.1007/s11783-020-1336-8>
8. Coz E., Artíñano B., Clark L.M., et al. Characterization of fine primary biogenic organic aerosol in an urban area in the northeastern United States // *Atmos. Environ.* 2010. V. 44. № 32. P. 3952–3962. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2010.07.007>
9. Kang E., Park I., Lee Y.J., et al. Characterization of Atmospheric Particles in Seoul, Korea Using SEM-EDX // *J. Nanosci. Nanotechnol.* 2012. № 7. P. 6016–21. <https://doi.org/10.1166/jnn.2012.6394>
10. Бородулин А.И., Сафатов А.С., Белан Б.Д., Панченко М.В. О статистике концентрации тропосферного аэрозоля // *ДАН.* 2002. Т. 385. № 1. С. 113–115;
11. Андреева И.С., Сафатов А.С., Пучкова Л.И. и др. Разнообразие и биотехнологический потенциал спорообразующих бактерий атмосферных аэрозолей юга Западной Сибири // *Оптика атмосферы и океана.* 2021. Т. 34. № 6 (389). С. 408–413. <https://doi.org/10.15372/AOO20210603>
12. Pósfai M., Buseck P.R. Nature and Climate Effects of Individual Tropospheric Aerosol Particles // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* 2010. V. 38. P. 17–43. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100032>
13. Sielicki P., Janik H., Guzman A., et al. The Progress in Electron Microscopy Studies of Particulate Matters to Be Used as a Standard Monitoring Method for Air // *Crit. Rev. Anal. Chem.* 2011. V. 41. P. 314–334. <https://doi.org/10.1080/10408347.2011.607076>

14. Gubanova D.P., Vinogradova A.A., Iordanskii M.A., Skorokhod A.I. Variability of Near-Surface Aerosol Composition in Moscow in 2020–2021: Episodes of Extreme Air Pollution of Different Genesis // *Atmosphere*. 2022. V. 13. 574.  
<https://doi.org/10.3390/atmos13040574>
15. Губанова Д.П., Виноградова А.А., Иорданский М.А., Скороход А.И. Временные вариации состава атмосферного аэрозоля в Москве весной 2020 года // *Изв. РАН. ФАО*. 2021. Т. 57. № 3. С. 334–348.  
<https://doi.org/10.31857/S0002351521030056>
16. Wittmaack K., Wehnes H., Heinzmann U., Agerer R. An overview on bioaerosols viewed by scanning electron microscopy // *Sci. Total Environ*. 2005. V. 346. No 1–3. P. 244–255.  
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.11.009>
17. Koch K., Ensikat H.-J. The hydrophobic coatings of plant surfaces: Epicuticular wax crystals and their morphologies, crystallinity and molecular self-assembly // *Micron*. 2008. V. 39. № 7. P. 759–772.  
<https://doi.org/10.1016/j.micron.2007.11.010>
18. Rakitov R., Gorb S.N. Brochosomal coats turn leafhopper (Insecta, Hemiptera, Cicadellidae) integument to superhydrophobic state // *Proc. R. Soc. B* V. 280. P. 20122391.  
<https://doi.org/10.1098/rspb.2012.2391>
19. Трошин П.А., Любовская Р.Н. Органическая химия фуллеренов: основные реакции, типы соединений фуллеренов и перспективы их практического использования // *Успехи химии*. 2008. Т. 77. № 4. С. 323–369.
20. Войтеховский Ю.Л., Степенищikov Д.Г. Брехосомы – биологические фуллерены // *Математические исследования в естественных науках. Труды XV Всероссийской научной школы*. 2018. Т. 15. С. 150–152.  
<https://doi.org/10.31241/MIEN.2018.15.20>

## MORPHOLOGY OF BIOAEROSOL PARTICLES IN THE SURFACE LAYER OF THE ATMOSPHERE OF MOSCOW METROPOLIS

D. P. Gubanova<sup>a, #</sup>, N. V. Sadovskaya<sup>b</sup>, A. A. Vinogradova<sup>a</sup>, and M. A. Iordanskii<sup>a</sup>

<sup>a</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup> Federal Scientific Research Centre “Crystallography and Photonics” Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>#</sup> E-mail: gubanova@ifaran.ru

Presented by Academician of the RAS G.S. Golitsyn November 17, 2022

Morphological properties of biogenic particles in the near-surface aerosol composition were studied by scanning electron microscopy in Moscow. We analyze the results of complex experiment conducted in 2019–2022 at the IAP RAS to study the variability of aerosol physico-chemical properties in a large city under various weather conditions. The main types of bioaerosol particles were determined, as well as their shape and size. For the first time, brochosomes were detected in the surface aerosol in Moscow during field aerosol observations.

**Keywords:** morphological structure, primary biological atmospheric aerosol, individual particle analysis, scanning electron microscopy, atmosphere, Moscow

УДК 632.122.1:546.47:546.56:546.77(470.32)

## АГРОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ И МЫШЬЯКА В ЧЕРНОЗЁМЕ ОБЫКНОВЕННОМ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧЕРНОЗЁМНОГО РАЙОНА РОССИИ

© 2023 г. С. В. Лукин<sup>1,2,\*</sup>

Представлено академиком РАН В.И. Кирюшиным 20.10.2022 г.

Поступило 20.10.2022 г.

После доработки 15.12.2022 г.

Принято к публикации 16.12.2022 г.

Исследования по агроэкологической оценке содержания Mn, Zn, Ni, Cr, Cu, Pb, Co, As, Cd, Hg в чернозёмах обыкновенных легкоголистных проводили в степной зоне ЦЧР. В результате исследований установлено, что содержание изучаемых элементов в целинном чернозёме обыкновенном было в пределах варьирования их концентраций в пахотных аналогах или даже ниже. Только валовое содержание Mn в целинной почве было выше верхнего предела варьирования содержания этого элемента в пахотных почвах. По среднему валовому содержанию в пахотных чернозёмах обыкновенных элементы образуют следующий убывающий ряд (мг/кг): Mn(397) > Zn(42.9) > Ni(33.1) > Cr(23.7) > Cu(15.8) > Pb(11.2) > Co(9.51) > As(5.48) > Cd(0.35) > Hg(0.023), а по среднему содержанию подвижных форм зависимость несколько другая: Mn(4.14) > Pb(0.75) > Ni(0.59) > Zn(0.36) > Cr(0.31) > Cu(0.1) > Co(0.09) > Cd(0.04). Превышения установленных нормативов ОДК и ПДК изучаемых элементов в исследуемых почвах не наблюдалось, поэтому нет опасности для получения экологически безопасной растениеводческой продукции. Содержание подвижных форм Mn, Zn, Cu, Co соответствует низкому уровню обеспеченности, поэтому эти элементы необходимо вносить в агроценозы с микроудобрениями для повышения урожайности и качества сельскохозяйственной продукции.

**Ключевые слова:** агроэкологический мониторинг, кларк, коэффициент биологического поглощения, почва, чернозём, фоновый мониторинг

**DOI:** 10.31857/S2686739722602320, **EDN:** NXJNJL

В современном мире антропогенное воздействие на агроэкосистемы неуклонно возрастает, в том числе за счет поступления некоторых элементов, широко используемых в промышленности. Атомная масса многих из них (Mn, Zn, Cu, Co, Ni, Cr, Pb, Cd, Hg) составляет более 40 а.е.м и к ним применим термин “тяжелые металлы” (ТМ) [1–3]. К этой группе часто относят и As, который является металлоидом [4]. Поскольку для распределения элементов в агроэкосистемах характерна высокая пространственная вариабильность, обусловленная как природными, так и антропогенными факторами, программой государственного агроэкологического мониторинга предусмотрено периодическое определение в почвах сельскохо-

зяйственного назначения валового содержания и концентрации подвижных форм многих ТМ [5, 6].

Физиологическая роль для растений таких элементов, как Mn, Zn, Cu, Co, давно доказана, в меньшей степени изучено влияние на биологические процессы Ni и Cr. Однако при высоких концентрациях эти элементы могут быть очень токсичны для растений и теплокровных. Положительная роль в жизненно важных процессах Pb, Cd, Hg, As пока достоверно не установлена, но хорошо изучено их токсическое действие на человека, поэтому содержание этих элементов нормируется в продовольственном сырье и пищевой продукции. По степени токсичности Pb, Cd, Hg, Zn и As относятся к первому классу (высокоопасные вещества), Cu, Co, Ni, Cr – ко второму (умеренно опасные), Mn – к третьему (малоопасные) [7, 8].

Агроэкологическая оценка содержания ТМ в почвах включает в себя сравнение конкретных результатов мониторинга с гигиеническими нормативами, к которым относятся ориентировочно-допустимые концентрации (ОДК) или пре-

<sup>1</sup> Белгородский центр агрохимической службы, Белгород, Российская Федерация

<sup>2</sup> Белгородский государственный национальный исследовательский университет, Белгород, Российская Федерация

\*E-mail: serg.lukin2010@yandex.ru

**Таблица 1.** Содержание тяжелых металлов и мышьяка в целинном чернозёме обыкновенном

| Элемент | Валовое содержание, мг/кг | Содержание подвижных форм |                          |
|---------|---------------------------|---------------------------|--------------------------|
|         |                           | мг/кг                     | % от валового содержания |
| Mn      | 480.0                     | 4.10                      | 0.85                     |
| Zn      | 47.8                      | 0.35                      | 0.73                     |
| Ni      | 29.8                      | 0.34                      | 1.14                     |
| Cr      | 20.3                      | 0.16                      | 0.79                     |
| Cu      | 20.1                      | 0.10                      | 0.50                     |
| Pb      | 13.9                      | 0.53                      | 3.81                     |
| Co      | 9.60                      | 0.07                      | 0.73                     |
| As      | 5.60                      | нет данных                | нет данных               |
| Cd      | 0.40                      | 0.032                     | 8.0                      |
| Hg      | 0.026                     | нет данных                | нет данных               |

дельно-допустимые концентрации (ПДК), кларками элементов и их региональными фоновыми значениями [9, 10]. Кроме того, для содержания подвижных форм таких необходимых для растений микроэлементов, как Mn, Zn, Cu, Co, установлены уровни низкой обеспеченности почв, при достижении которых рекомендуется использовать микроудобрения, содержащие эти элементы [11].

Цель данной работы — провести агроэкологическую оценку содержания Mn, Zn, Ni, Cr, Cu, Pb, Co, As, Cd, Hg в чернозёмах обыкновенных степной зоны Центрально-Чернозёмного района (ЦЧР).

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В ЦЧР чернозёмы обыкновенные распространены в степной зоне Белгородской и Воронежской областей. В структуре пашни они занимают 1247 тыс. га. Эти почвы сформировались примерно 9–12 тыс. лет назад под влиянием степной растительности [12].

Исследования проводились в 2016–2020 гг. в Ровеньском районе Белгородской области. На пахотных почвах было заложено 22 разреза чернозёма обыкновенного легкоголинистого. На особо охраняемой территории природного парка “Ровеньский” было заложено 2 разреза целинного чернозёма обыкновенного легкоголинистого и отобрано 25 образцов степного разнотравья, представленного в основном ковылем, типчаком, овсяницей и др. В пахотных почвах среднее содержание в слое 0–25 см физической глины составляло 72.5%,  $C_{орг}$  по Тюрину — 3.02%, pH водной вытяжки ( $pH_{H_2O}$ ) — 7.8, а в целинной почве —

соответственно 67.0%, 3.77% и 7.1. Содержание золы в абсолютно сухом веществе растительных образцов в среднем составило 7.2%.

Химические анализы проводились в аккредитованной испытательной лаборатории. Валовое содержание элементов (экстрагент 5М  $HNO_3$ ) и концентрацию их подвижных форм в почве, извлекаемых ацетатно-аммонийным буферным (ААБ) раствором с pH 4.8, определяли методом атомно-эмиссионной спектрометрии. Валовое содержание элементов в растениях определялось по общепринятым в агрохимической службе методикам [13].

Для оценки интенсивности биофильного накопления элементов в почвах рассчитывался коэффициент биологического поглощения (КБП), который представляет собой частное от деления количества элемента в золе растения к его валовому содержанию в пахотном слое почвы [5]. Статистическая обработка результатов локального мониторинга, проведенная с использованием программы Microsoft Excel, включала расчет доверительного интервала для средних значений ( $\bar{x} \pm t_{0.5} s \bar{x}$ ), минимальных и максимальных значений концентрации элементов ( $lim$ ), а также коэффициента вариации ( $V$ , %).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для оценки данных агроэкологического мониторинга очень важное значение имеет наличие результатов фонового мониторинга, который, как правило, проводится на почвах особо охраняемых природных территорий (ООПТ), не подверженных существенному антропогенному воздействию. По валовому содержанию в слое 0–25 см чернозёма обыкновенного природного парка “Ровеньский” элементы образуют следующий убывающий ряд:  $Mn > Zn > Ni > Cr > Cu > Pb > Co > As > Cd > Hg$ . Помимо общего содержания в почвах для большинства элементов определяют концентрацию их подвижных форм, доступных для растений. По данному показателю элементы образуют следующий ряд:  $Mn > Pb > Zn > Ni > Cr > Cu > Co > Cd$ . В подвижной форме, от общего содержания в почве, находится больше всего Cd (8%) и меньше всего — Cu (0.5%) (табл. 1). Превышений нормативов ОДК и ПДК элементов в целинной почве не наблюдалось. Фоновое содержание подвижных форм Mn, Zn, Cu и Co по агрохимическим нормативам оценивается как низкое.

Содержание ТМ в растительном покрове конкретного региона является важным индикатором качества окружающей среды. Для более корректной оценки доступности и характеристики закономерностей транслокации элементов в системе почва—растение определяется их содержание в степном разнотравье и рассчитывается КБП.

**Таблица 2.** Содержание тяжелых металлов и мышьяка в целинном разнотравье

| Элемент | Вариационно-статистические показатели содержания элементов в разнотравье, мг/кг абсолютно сухого вещества |             |      | Среднее содержание в золе, мг/кг | Коэффициент биологического поглощения, (мг/кг золы)/(мг/кг почвы) |
|---------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|------|----------------------------------|-------------------------------------------------------------------|
|         | $\bar{x} \pm t_{0.5}\bar{x}$                                                                              | lim         | V, % |                                  |                                                                   |
| Mn      | 28.8 ± 2.9                                                                                                | 11.2–44.2   | 24.3 | 400                              | 0.83                                                              |
| Zn      | 6.06 ± 0.51                                                                                               | 4.02–8.07   | 18.9 | 84.2                             | 1.76                                                              |
| Cu      | 1.83 ± 0.34                                                                                               | 0.95–3.79   | 29.5 | 25.4                             | 1.26                                                              |
| Ni      | 1.41 ± 0.18                                                                                               | 0.66–2.64   | 30.2 | 19.6                             | 0.66                                                              |
| Cr      | 0.90 ± 0.09                                                                                               | 0.49–1.68   | 25.4 | 12.5                             | 0.62                                                              |
| Pb      | 0.48 ± 0.04                                                                                               | 0.300–0.650 | 21.3 | 6.67                             | 0.48                                                              |
| Co      | 0.035 ± 0.004                                                                                             | 0.020–0.060 | 23.2 | 0.486                            | 0.05                                                              |
| As      | 0.030 ± 0.005                                                                                             | 0.014–0.054 | 37.3 | 0.417                            | 0.07                                                              |
| Cd      | 0.014 ± 0.002                                                                                             | 0.008–0.024 | 36.8 | 0.190                            | 0.48                                                              |
| Hg      | 0.005 ± 0.001                                                                                             | 0.003–0.008 | 38.2 | 0.069                            | 2.65                                                              |

По содержанию в степном разнотравье элементы образуют убывающий ряд: Mn > Zn > Cu > Ni > Cr > Pb > Co > As > Cd > Hg. По величине КБП элементы образуют несколько иной убывающий ряд: Hg > Zn > Cu > Mn > Ni > Cr > Pb = Cd > As > Co. Наиболее высокие значения КБП были установлены для элементов группы биологического накопления Hg (2.65), Zn (1.76) и Cu (1.26). Остальные элементы по величине КБП относятся к группе биологического захвата. Наиболее низкие значения КБП были характерны для Co (0.05) и As (0.07) (табл. 2).

Валовое содержание элементов во всех исследуемых образцах почвы было существенно ниже уровней ОДК или ПДК. Оценка содержания элементов с использованием кларков является широко распространенной, но достаточно приближительной и условной. По данным различных авторов, значения кларков варьируют очень сильно. Например, кларки Mn и Cr, по оценкам А.П. Виноградова (1957) [14], составляют соответственно 850 и 200 мг/кг, а по данным Kabata-Pendias (2011) [15] – 488 и 59.5 мг/кг [14, 15]. Среднее валовое содержание Ni в почве было выше, чем кларк элемента по [15], но ниже кларка по [14], а для Pb, Co и As была характерна обратная закономерность. Среднее содержание Mn, Zn, Cu, Cr, Cd и Hg в почве было ниже кларков обоих этих авторов.

Среднее валовое содержание Co, As, Cd и Hg в пахотных почвах практически соответствовало содержанию этих элементов в фоновой почве. Среднее содержание Ni и Cr в целинной почве было немного ниже, чем в пахотной, но укладывалось в пределы варьирования данных показателей. Фоновое валовое содержание Zn, Cu и Pb было выше, чем в пахотном чернозёме обыкновенном, но также укладывалось в пределы варьирования

этих параметров на пашне. Фоновая концентрация Mn была немного выше верхнего предела варьирования содержания элемента в пахотных почвах (табл. 3).

Содержание подвижных форм ТМ в пахотных чернозёмах обыкновенных было существенно ниже уровней ПДК. Средняя концентрация подвижных форм Mn, Zn, Cu и Co практически совпадала с фоновыми значениями, установленными для целинных почв, а Ni, Cr, Pb и Cd – была несколько выше (табл. 4). Более того, в соответствии с агрохимическими нормативами обеспеченность почв такими элементами, как Mn, Zn, Cu и Co, является низкой, что обуславливает необходимость использования в агротехнологиях возделывания сельскохозяйственных культур соответствующих микроудобрений [11].

## ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенные исследования подтверждают вывод о том, что чернозёмы обыкновенные степной зоны ЦЧР характеризуются более высоким валовым содержанием ТМ по сравнению с лесостепными подтипами чернозёмов (типичными и выщелоченными). Причина этого в том, что степные чернозёмы характеризуются более высоким содержанием физической глины и более низким выщелачиванием ТМ из пахотного слоя [5, 16]. Как правило, валовое содержание ТМ в почвах напрямую коррелирует с содержанием физической глины. Например, среднее валовое содержание Pb, As и Cd в пахотных чернозёмах типичных соответственно на 0.9, 1.3 и 0.12 мг/кг ниже, чем в обыкновенных [8].

Важным фактором, влияющим на содержание подвижных форм ТМ в почвах и во многом определяющим их поглощение растениями, является

**Таблица 3.** Валовое содержание тяжелых металлов и мышьяка в пахотном чернозёме обыкновенном, мг/кг

| Элемент | *ОДК           | ПДК  | Кларк в почве         |                           | Вариационно-статистические показатели валового содержания элементов в почве, мг/кг |             |      |
|---------|----------------|------|-----------------------|---------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|-------------|------|
|         |                |      | Виноградов, 1957 [14] | Kabata-Pendias, 2011 [15] | $\bar{x} \pm t_{05} s \bar{x}$                                                     | lim         | V, % |
| Mn      | —              | 1500 | 850                   | 488                       | $397 \pm 18$                                                                       | 311–463     | 10.2 |
| Zn      | 220            | —    | 50                    | 70.0                      | $42.9 \pm 2.2$                                                                     | 33.6–50.5   | 11.5 |
| Ni      | 80             | —    | 40                    | 29.0                      | $33.1 \pm 2.2$                                                                     | 24.6–41.3   | 14.1 |
| Cr      | не установлена |      | 200                   | 59.5                      | $23.7 \pm 1.4$                                                                     | 18.6–29.1   | 12.4 |
| Cu      | 132            | —    | 20                    | 38.9                      | $15.8 \pm 0.5$                                                                     | 12.6–17.5   | 7.6  |
| Pb      | 130            | —    | 10                    | 27.0                      | $11.2 \pm 0.4$                                                                     | 9.5–13.0    | 8.5  |
| Co      | не установлена |      | 8                     | 11.3                      | $9.51 \pm 0.46$                                                                    | 7.80–10.9   | 11.0 |
| As      | 10             | —    | 5                     | 6.83                      | $5.48 \pm 0.34$                                                                    | 4.10–7.13   | 14.2 |
| Cd      | 2              | —    | 0.5                   | 0.41                      | $0.350 \pm 0.02$                                                                   | 0.270–0.410 | 10.4 |
| Hg      | —              | 2.1  | 0.05                  | 0.07                      | $0.023 \pm 0.002$                                                                  | 0.015–0.035 | 23.4 |

Примечание. \* – Для суглинистых и глинистых почв с pH > 5.5

**Таблица 4.** Содержание подвижных форм тяжелых металлов в пахотном чернозёме обыкновенном, мг/кг

| Элемент | ПДК            | Уровень низкой обеспеченности | Вариационно-статистические показатели содержания подвижных форм элементов в почве, мг/кг |           |      |
|---------|----------------|-------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|------|
|         |                |                               | $\bar{x} \pm t_{05} s \bar{x}$                                                           | lim       | V, % |
| Mn      | 140            | <10                           | $4.14 \pm 0.70$                                                                          | 1.48–7.16 | 37.9 |
| Pb      | 6              | не установлен                 | $0.75 \pm 0.04$                                                                          | 0.57–0.90 | 11.1 |
| Ni      | 4              | не установлен                 | $0.59 \pm 0.03$                                                                          | 0.53–0.73 | 9.2  |
| Zn      | 23             | <2                            | $0.36 \pm 0.04$                                                                          | 0.23–0.60 | 25.0 |
| Cr      | 6              | не установлен                 | $0.31 \pm 0.02$                                                                          | 0.24–0.42 | 14.7 |
| Cu      | 3              | <0.2                          | $0.10 \pm 0.01$                                                                          | 0.06–0.16 | 24.3 |
| Co      | 5              | <0.15                         | $0.09 \pm 0.01$                                                                          | 0.06–0.13 | 23.6 |
| Cd      | не установлена | не установлен                 | $0.04 \pm 0.01$                                                                          | 0.03–0.06 | 16.2 |

кислотность почв. С увеличением кислотности подвижность ТМ в почвах повышается. Чернозёмы обыкновенные степной зоны характеризуются, как правило, нейтральной реакцией среды, в отличие от лесостепных подтипов чернозёмов, для которых присуще систематическое подкисление в процессе сельскохозяйственного использования [17, 18]. Поэтому, несмотря на более высокое валовое содержание ТМ, концентрация их подвижных форм в чернозёмах степной зоны ниже, чем в чернозёмах лесостепной зоны. Например, содержание подвижных форм Mn и Co в целинном чернозёме обыкновенном соответственно в 1.33 и 2.86 раза ниже, чем в заповедном чернозёме типичном [5]. Низкое содержание подвижных форм некоторых элементов Mn, Zn, Cu, Co в почвах естественных экосистем можно считать их генетической особенностью, которая передается пахотным чернозёмам ЦЧР. Например,

в Белгородской и Липецкой областях к категории низкообеспеченных по содержанию подвижных форм Mn относятся соответственно 38.6 и 19.0, Zn – 98.7 и 95.0, Co – 99.3 и 23.0% обследованных пахотных почв [5, 19].

По данным фонового мониторинга, содержание ТМ в степном разнотравье произрастающем на чернозёме обыкновенном степной зоны, как правило ниже, чем в растительном покрове ООПТ, расположенных в лесостепной зоне. Например, в ООПТ лесостепной зоны “Ямская степь”, где почвенный покров представлен в основном чернозёмами типичными, среднее содержание Zn, Cu, Co в разнотравье соответственно в 1.4, 2.32, 2.57 раза выше, чем в ООПТ природный парк “Ровеньский”, расположенном в степной зоне [7]. Данная закономерность обусловлена более низким содержанием подвижных форм ТМ в чернозёмах обыкновенных по сравнению с чер-

нозёмами лесостепной зоны. Исследованиями подтвержден вывод о том, что содержание ТМ в чернозёмах обыкновенных не представляет опасности для получения безопасной сельскохозяйственной продукции [5, 7, 20].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований установлено, что содержание изучаемых элементов в целинном чернозёме обыкновенном степной зоны ЦЧР было в пределах варьирования их концентраций в пахотных аналогах или даже ниже. Только валовое содержание Mn в целинной почве было выше верхнего предела варьирования содержания этого элемента в пахотных почвах. По среднему валовому содержанию в пахотных чернозёмах обыкновенных элементы образуют следующий убывающий ряд (мг/кг): Mn(397) > Zn(42.9) > Ni(33.1) > Cr(23.7) > Cu(15.8) > Pb(11.2) > Co(9.51) > As(5.48) > Cd(0.35) > Hg(0.023), а по среднему содержанию подвижных форм зависимость несколько другая: Mn(4.14) > Pb(0.75) > Ni(0.59) > Zn(0.36) > Cr(0.31) > Cu(0.1) > Co(0.09) > Cd(0.04). Превышения установленных нормативов ОДК и ПДК изучаемых элементов в исследуемых почвах не наблюдалось, поэтому нет опасности для получения экологически безопасной растениеводческой продукции. Содержание подвижных форм Mn, Zn, Cu, Co соответствует низкому уровню обеспеченности, поэтому эти элементы необходимо вносить в агроценозы с микроудобрениями для повышения урожайности и качества сельскохозяйственной продукции.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет федеральных средств в рамках государственного задания на проведение агроэкологического мониторинга земель сельскохозяйственного назначения.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Ю.В.* Тяжелые металлы в почвах и растениях. Л.: Агропромиздат, 1987. 142 с.
2. *Зырин Н.Г., Садовникова Л.К.* Химия тяжелых металлов, мышьяка и молибдена в почвах. М.: Изд-во МГУ, 1985. 325 с.
3. *Гукалов В.Н.* Трансформация валовых и подвижных форм тяжелых металлов в агроландшафтных системах. Краснодар: Кубанский государственный аграрный университет, 2014. 219 с.
4. *Водяницкий Ю.Н., Ладонин Д.В., Савичев А.Т.* Загрязнение почв тяжелыми металлами. М.: ГНУ Почв. ин-т им. В.В. Докучаева РАСХН, 2012. 276 с.
5. *Lukin S.V., Zhuikov D.V.* Content and Balance of Trace Elements (Co, Mn, Zn) in Agroecosystems of the Central Chernozemic Region of Russia // Agriculture. 2022. V. 12. № 2. <https://doi.org/10.3390/agriculture12020154>
6. *Побилат А.Е., Волошин Е.И.* Мониторинг микроэлементов в почвах (обзор) // Микроэлементы в медицине. 2021. Т. 22. № 4. С. 14–26. <https://doi.org/10.19112/2413-6174-2021-22-4-14-26>
7. *Lukin S.V., Zhuikov D.V.* Monitoring of the Contents of Manganese, Zinc, and Copper in Soils and Plants of the Central Chernozemic Region of Russia // Eurasian Soil Science. 2021. V. 54. № 1. P. 63–71. <https://doi.org/10.1134/S1064229321010099>
8. *Селюкова С.В.* Экологическая оценка содержания свинца, кадмия, ртути и мышьяка в агроэкосистемах юго-западной части Центрально-Черноземного района России. Автореф. на соиск. уч. степ. канд. биол. наук. М.: РГАУ–МСХА им. К.А. Тимирязева, 2019. 25 с.
9. *Касимов Н.С., Власов Д.В.* Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2015. № 2. С. 7–17.
10. СанПиН 1.2.3685-21 “Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания”. Утверждены Постановлением Главного государственного санитарного врача РФ от 28.01.2021 № 2.
11. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельскохозяйственного назначения / В.Г. Сычев и др. М.: ФГНУ “Росинформагротех”, 2003. 240 с.
12. *Соловichenko В.Д., Тютюнов С.И., Уваров Г.И.* Воспроизводство плодородия почв и рост продуктивности сельскохозяйственных культур Центрально-Черноземного региона. Белгород: “Отчий край”, 2012. 256 с.
13. Методические указания по определению тяжелых металлов в почвах сельхозугодий и продукции растениеводства. М.: Типография Московской с.-х. академии им. К.А. Тимирязева, 1992. 61 с.
14. *Виноградов А.П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: изд-во АН СССР, 1957. 238 с.
15. *Kabata-Pendias A.* Trace Elements in Soils and Plants. 2011. P. 41.
16. *Протасова Н.А., Щербаков А.П.* Микроэлементы (Cr, V, Ni, Mn, Zn, Cu, Co, Ti, Zr, Ga, Be, Sr, Ba, B, I, Mo) в чернозёмах и серых лесных почвах Центрального Черноземья. Воронеж: Изд-во Воронежского государственного университета, 2003. 368 с.
17. *Surinov A.V.* Fertility dynamics of the forest-steppe zone’s arable soils in the central chernozem region (on the example of the Prokhorovsky district of the Belgorod region) // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 1043 (2022). 012014. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1043/1/012014>
18. *Суринов А.В.* Динамика агрохимических показателей плодородия черноземов лесостепной зоны ЦЧР // Агрохимический вестник. 2022. № 2.

- С. 8–14.  
<https://doi.org/10.24412/1029-2551-2022-2-002>
19. Почвы Липецкой области / Ю.И. Сискевич, В.А. Никоноренков, О.В. Долгих и др. Липецк: Изд-во ООО “Позитив Л”, 2018. 209 с.
20. Тяжелые металлы в окружающей среде и их влияние на сельскохозяйственные растения / А.В. Погорелов, В.Э. Лазько, В.И. Шматок, А.И. Мельченко // Рисоводство. 2021. № 4(53). С. 54–61.  
<https://doi.org/10.33775/1684-2464-2021-53-4-54-61>

## AGROECOLOGICAL ASSESSMENT OF HEAVY METALS AND ARSENIC CONTENT IN CHERNOZEM IN THE COMMON CENTRAL BLACK EARTH REGION OF RUSSIA

S. V. Lukin<sup>a,b,#</sup>

<sup>a</sup> Belgorod Center for Agrochemical Service, Belgorod, Russian Federation

<sup>b</sup> Belgorod State National Research University, Belgorod, Russian Federation

<sup>#</sup> E-mail: [serg.lukin2010@yandex.ru](mailto:serg.lukin2010@yandex.ru)

Presented by Academician of the RAS V.I. Kiryushin October 20, 2022

Agroecological assessment of the content of Mn, Zn, Ni, Cr, Cu, Pb, Co, As, Cd, Hg in the chernozems of common light-clay was carried out in the steppe zone of the Central Black Earth Region. As a result of studies, it was found that the content of the studied elements in virgin black soil was within the range of varying their concentrations in arable analogues or even lower. Only the gross content of Mn in virgin soil was above the upper limit of variation in the content of this element in arable soils. By average gross content in arable chernozems, common elements form the following descending series (mg/kg) Mn (397) > Zn (42.9) > Ni (33.1) > Cr (23.7) > Cu (15.8) > Pb (11.2) > Co (9.51) > As (5.48) > Cd (0.35) > Hg (0.023), and in terms of the average content of mobile forms, the dependence is slightly different: Mn (4.14) > Pb (0.75) > Ni (0.59) > Zn (0.36) > Cr (0.31) > Cu (0.1) > Co (0.09) > Cd (0.04). There was no excess of the established UEC and MAC standards for the studied elements in the studied soils, therefore there is no danger to obtain environmentally safe crop production. There was no excess of the established UEC and MAC standards for the studied elements in the studied soils, therefore there is no danger to obtain environmentally safe crop production. The content of mobile forms Mn, Zn, Cu, Co corresponds to a low level of availability, therefore, these elements must be introduced into agrocenoses with micro-fertilizers to increase the yield and quality of agricultural products.

**Keywords:** agroecological monitoring, Clark, biological absorption coefficient, soil, chernozem, background monitoring