

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2022

№ 3

Зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере
связи, информационных технологий и массовых коммуникаций
(свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-66443 от 14 июля 2016 г.)

Журнал индексируется в Web of Science Core Collection's Emerging Sources Citation Index и SCOPUS.
The Journal is indexed in the Web of Science Core Collection's Emerging Sources Citation Index and SCOPUS.



Томский государственный университет
2022

Учредитель – Томский государственный университет

Адрес редакции и издателя: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет, ауд. 242. Сайт: <http://journals.tsu.ru/geo/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор: **Врублевский В.В.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

E-mail: vasvr@yandex.ru

Заместитель главного редактора: **Шпанский А.В.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

Ответственный секретарь: **Асочакова Е.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Гордиенко И.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Гутак Я.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского государственного индустриального университета, Новокузнецк, Россия

Дорошкевич А.Г., д-р геол.-минерал. наук, заведующий лабораторией, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Евсеева Н.С., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Земцов В.А., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Изох А.Э., д-р геол.-минерал. наук, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Конторович А.Э., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

Коротеев В.А., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Крук Н.Н., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, директор, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Кузьмин М.И., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

Парначев В.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Поздняков А.В., д-р геогр. наук, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

Ревердатто В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Савичев О.Г., д-р геогр. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Сазонов А.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского федерального университета, Красноярск, Россия

Склярков Е.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Соломина О.Н., д-р геогр. наук, чл.-кор. РАН, директор Института географии РАН, Москва, Россия

Худолей А.К., д-р геол.-минерал. наук, профессор Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

Цыганков А.А., д-р геол.-минерал. наук, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Чернышов А.И., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Ярмолюк В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Бэнкс Давид, CGeol, компания Holymoore Consultancy, Честерфилд, Университета Глазго, Великобритания

Гутierrez-Алонсо Г., профессор Университета Саламанки, Саламанка, Испания

Покровский О.С., ведущий научный сотрудник обсерватории Миди-Пиренейз Национального центра научных исследований, Тулуза, Франция

Чамберлейн К.Р., профессор, Университет Вайоминг, Ларамии, США

Чан Чонг Хоа, Геологический институт Вьетнамской академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам

Эрнст А.А., профессор, Гамбургский университет, Гамбург, Германия

Эрнст Р.Э., профессор Карлетонского университета, Оттава, Канада

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Гертнер И.Ф., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Горбатенко В.П.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Гринев О.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Катунин Д.А.**, канд. филол. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия;

Краснова Т.С., канд. геол.-минерал. наук, начальник научного управления, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лещинский С.В.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия;

Лычагин Д.В., д-р физ.-мат. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Подобина В.М.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия;

Ромашова Т.В., канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Севастьянов В.В.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия;

Татьянин Г.М., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Тишин П.А.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия;

Хромых О.В., канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия

Founder – Tomsk State University

“Geosphere Research”

International standard serial edition number: 2542-1379

Languages: Russian, English

Publication are non-commercial basis (FREE)

Open access

Contacts: 36 Lenin Avenue, Tomsk, Russia, 634050. Tomsk State University. Faculty of Geology and Geography;
<http://journals.tsu.ru/geo>

EDITORIAL BOARD

Editor-in-Chief: **Vassily V. Vrublevskii**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: vasvr@yandex.ru

Deputy Editor-in-Chief: **Andrey V. Shpansky**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

Executive Editor: **Evgeniya M. Asochakova**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Assistant Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Gordienko I.V., Corresponding Member of RAS, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Gutak Ya.M., Professor of the Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

Doroshkevich A.G., Head of Laboratory, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Evseeva N.S., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Zemtsov V.A., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Izokh A.E., Professor, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Kruk N.N., Corresponding Member of RAS, Director, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Kuzmin M.I., Member of RAS, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Parnachov V.P., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Pozdnyakov A.V., Professor, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

Reverdatto V.V., Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Savichev O.G., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Sazonov A.M., Professor of the Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

Sklyarov E.V., Corresponding Member of RAS, Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Solomina O.N., Corresponding Member of RAS, Director of the Geography Institute RAS, Moscow, Russia

Khudoley A.K., Professor of the St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia

Tsygankov A.A., Director of the Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Chernyshov A.I., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Yarmolyuk V.V., Member of RAS, Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

David Banks, CGeol, Holymoore Consultancy, Chesterfield, UK

Gabriel Gutierrez-Alonso, Professor of the Salamanca University, Salamanca, Spain

Pokrovsky O.S., Leading Scientist, the Observatory Midi-Pyrénées of CNRS, Toulouse, France

Tran Trong Hoa, Chief Scientist, Geological Institute of the Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam

Chamberlain K.R., Research Professor, Department of Geology & Geophysics, University of Wyoming, Laramie, USA

Ernst A.A., Professor of the Hamburg University, Hamburg, Germany

Richard E. Ernst, Professor of the Carleton University, Ottawa, Canada

EDITORIAL COUNCIL

Gertner I.F., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Gorbatenko V.P.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Grinev O.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Katunin D.A.**, Cand. Sci. (Philol.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Krasnova T.S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Leshchinskiy S.V.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Lychagin D.V.**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Podobina V.M.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Romashova T.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Sevast'yanov V.V.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tat'yanin G.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tishin P.A.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Khromykh O.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

ПЕТРОЛОГИЯ

Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Пономарчук А.В., Изох А.Э., Избродин И.А., Зубакова Е.А., Прокопьев И.Р., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте пород пироксенитовых массивов р. Хани (Алдано-Становой щит)	6
Vrublevskii V.V. Geochemical similarity of Cambrian alkaline and subalkaline magmatism (Kuznetsk Alatau Orogen, Siberia): a new data synthesis	27

МИНЕРАЛОГИЯ

Кислов Е.В., Ерохин Ю.В., Попов М.П., Николаев А.Г. Нефрит Баженовского месторождения хризотил-асбеста, Средний Урал	40
Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Преис Ю.И., Мирошниченко Л.В., Заякина С.Б., Шавекин А.С. Аутигенное минералообразование в раннем диагенезе болотных отложений лесостепной зоны юга Западной Сибири	60

ГЕОХИМИЯ

Мягкая И.Н., Сарыг-оол Б.Ю. Влияние отрицательных температур на окислительное выщелачивание элементов из высокосульфидных отходов обогащения	76
Юргенсон Г.А., Солодухина М.А., Филенко Р.А., Михайлова Л.А. Селен в природно-антропогенных геосистемах горнопромышленных территорий Забайкалья	93

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Тимофеева М.В., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Чуванов С.В. Потoki углерода в экосистеме торфяно-болотного комплекса криолитозоны Западной Сибири	109
Чибисова В.Г., Селянина С.Б., Ярыгина О.Н., Пономарева Т.И., Штанг А.К., Котова Е.И. Влияние осушения болот на групповой состав органического вещества верхового торфа Европейского Севера России	126
Ma J., Khromykh V.V., Chekina A.A. Flood monitoring application of 2018 Laos dam collapse based on Sentinel-1a SAR data and the object-oriented method	136

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

Носкова Е.В., Вахнина И.Л. Устойчивые переходы температуры воздуха в весенний и осенний периоды в Восточном Забайкалье	148
Чурсин В.В., Кужевская И.В. Выделение с помощью нейронных сетей вероятностных зон развития грозы по данным спутникового зондирования	162

CONTENTS

PETROLOGY

Doroshkevich A.G., Sharygin V.V., Ponomarchuk A.V., Izokh A.E., Izbrodin I.A., Zubakova E.A., Prokopyev I.R., Sergeev S.A. New age data for rocks of Khani intrusions (Aldan-Stanovoy shield)	6
Vrublevskii V.V. Geochemical similarity of Cambrian alkaline and subalkaline magmatism (Kuznetsk Alatau Orogen, Siberia): a new data synthesis	27

MINERALOGY

Kislov E.V., Erokhin Yu.V., Popov M.P., Nikolaev A.G. Nephrite of the Bazhenovskoye chrysotile-asbestos deposit, Middle Urals	40
Maltsev A.E., Leonova G.A., Preis Yu.I., Miroshnichenko L.V., Zayakina S.B., Shavekin A.S. Authigenic mineralization in the early diagenesis of Holocene peatlands in the Baraba forest-steppe (Southern West Siberia)	60

GEOCHEMISTRY

Myagkaya I.N., Saryg-ool B.Y. The effect of sub-zero temperatures on the oxidative leaching of elements from high-sulfide tailings	76
Yurgenson G.A., Solodukhina M.A., Filenko R.A., Mikhailova L.A. Selenium in natural-anthropogenic geosystems of mining areas of Transbaikalia	93

GEOECOLOGY

Timofeeva M.V., Goncharova O.Y., Matyshak G.V., Chuvanov S.V. Carbon flows on the wetland complex ecosystems of the discontinuous permafrost zone of Western Siberia	109
Chibisova V.G., Selyanina S.B., Yarygina O.N., Ponomareva T.I., Shtang A.K., Kotova E.I. Influence of hydrological conditions on the group composition of the bog peat of the European North of Russia	126
Ma J., Khromykh V.V., Chekina A.A. Flood monitoring application of 2018 Laos dam collapse based on Sentinel-1a SAR data and the object-oriented method	136

METEOROLOGY, CLIMATOLOGY

Noskova E.V., Vakhnina I.L. The influence of alluvial gold mining on the natural complexes of river valleys of Amur River basin in Eastern Transbaikalia	148
Chursin V.V., Kuzhevskaya I.V. Neural network detection of potential thunderstorm zones from remote sensing data	162

ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 550.93:552.3

doi: 10.17223/25421379/24/1

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОРОД ПИРОКСЕНИТОВЫХ МАССИВОВ Р. ХАНИ (АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ)

Анна Геннадьевна Дорошкевич¹, Виктор Викторович Шарыгин²,
Антон Викторович Пономарчук³, Андрей Эмильевич Изох⁴,
Иван Александрович Избродин⁵, Елизавета Анатольевна Зубакова⁶,
Илья Романович Прокопьев⁷, Сергей Андреевич Сергеев⁸



^{1, 2, 3, 4, 5, 6, 7} Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

¹ Геологический институт им. Н.Л. Добрецово СО РАН, Улан-Удэ, Россия

^{4, 6, 7} Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁸ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

¹ doroshkevich@igm.nsc.ru

² sharygin@igm.nsc.ru

³ antponomar@gmail.com

⁴ izokh@igm.nsc.ru

⁵ izbrodin@ginst.ru

⁶ zybakovaea@igm.nsc.ru

⁷ prokop@igm.nsc.ru

⁸ Sergey_Sergeev@vsegei.ru

Аннотация. Представлены новые данные о возрасте пород пироксенитовых массивов р. Хани, расположенных в Каларской зоне тектонического меланжа (Алдано-Становой щит). Полученный U-Pb возраст по ксеногенному циркону (2,69–2,68 и 2,01 млрд лет) совпадает с этапами интенсивных магматических и метаморфических событий на Алдано-Становом щите, а U-Pb возраст по титанитам и Ar-Ar возраст по флогопитам (1,88–1,81 млрд лет) – с периодом позднепалеопротерозойских (1,9–1,8 млрд лет) постколлизийных магматических процессов в южной части Сибирского кратона.

Ключевые слова: Алдано-Становой щит, Ar-Ar и U-Pb датирование, палеопротерозой, клинопироксениты, оливинно-вые клинопироксениты, клинопироксен-карбонат-полевошпатовые породы

Источник финансирования: петрографические и геохронологические исследования выполнены за счет средств гранта РНФ № 19-17-00019. Геология района изучена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (FWZN-2022-0024, № 0330–2016–0013) и ГИН СО РАН (AAAA-A16-116122110027-2).

Для цитирования: Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Пономарчук А.В., Изох А.Э., Избродин И.А., Зубакова Е.А., Прокопьев И.Р., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте пород пироксенитовых массивов р. Хани (Алдано-Становой щит) // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 6–26. doi: 10.17223/25421379/24/1

Original article

doi: 10.17223/25421379/24/1

NEW AGE DATA FOR ROCKS OF KHANI INTRUSIONS (ALDAN-STANOVVOY SHIELD)

Anna G. Doroshkevich¹, Viktor V. Sharygin², Anton V. Ponomarchuk³, Andrey E. Izokh⁴,
Ivan A. Izbrodin⁵, Elizaveta A. Zubakova⁶, Ilya R. Prokopyev⁷, Sergey A. Sergeev⁸

^{1, 2, 3, 4, 5, 6, 7} V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

¹ Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

^{4, 6, 7} Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

⁸ A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

¹ doroshkevich@igm.nsc.ru

² sharygin@igm.nsc.ru

³ antponomar@gmail.com

⁴ izokh@igm.nsc.ru

⁵ izbrodin@ginst.ru

⁶ zybakovaea@igm.nsc.ru

⁷ prokop@igm.nsc.ru

⁸ S ergey_Sergeev@vsegei.ru

Abstract. The Khani intrusions are located within the Kalar tectonic melange zone on the Aldan-Stanovoy shield (Republic of Sakha Yakutia, Russia). The intrusions are Kabykhanyr, Ukduska, Yus-Kyuel, Anomalnoe areas that have a similar geological structure. The bodies are composed mainly of clinopyroxenites. Clinopyroxene-feldspar and clinopyroxene-carbonate-feldspar rocks are widespread in the contact zone (50–150 meters thick) with host granite-gneisses. Published geochronological data of the rocks from the Khani intrusions, which are key to understanding the Precambrian geological history of the Aldan-Stanovoy Shield, are contradictory. The U-Pb zircon age from the Khani olivine lamproite dike (olivine-mica clinopyroxenite), which crosscuts pyroxenites, is 2702 ± 12 Ma. On the other hand, the age of pyroxenites determined by Pb-Pb (apatite) and K-Ar (amphibole) methods is 1850 ± 20 Ma and 1870 ± 50 Ma, respectively. This information determines the necessity of new dating.

The paper presents new geochronological (U-Pb SHRIMP II, Ar-Ar) data on the age of clinopyroxenites, olivine-mica clinopyroxenites, and clinopyroxene-carbonate-feldspar rocks of the Kabakhanyr and Ukduska bodies.

The ages obtained for xenogenic zircon (2.69–2.68 Ga) coincide with the stage (2.6–2.4 Ga) of intense granulite metamorphism, accompanied by the processes of granitization and migmatization, the formation of numerous intrusions of enderbites (2627 ± 16 Ma) and charnockites (2614 ± 7 Ma), intrusion of the Kalar complex ($2611 \pm 38 - 2623 \pm 23$ Ma). The obtained age of zircon rims (2.01 billion years) from clinopyroxenites is close in time to the processes of granite formation and metamorphism of previously formed igneous rocks. This period (2.04–1.92 Ga) marks the collision of the Aldan and Stanovoy microcontinents and the orogeny processes of the Aldan granulite-gneiss area.

Age values for titanite and phlogopite, which were formed in the magmatic stage (according to petrographic observations), are in the range of 1.88–1.81 Ga, and they characterize the time of crystallization of rocks. The obtained age for titanite and phlogopite from clinopyroxenites, olivine-mica clinopyroxenites, and clinopyroxene – carbonate – feldspar rocks coincide within error with that determined from apatite and amphibole from pyroxenites. Formation of the Khani intrusions is in the time interval of intense postcollisional magmatic processes on the Aldan-Stanovoy Shield. These processes were accompanied by the formation of magnesiocarbonatites of the Seligdar complex (1.90–1.88 Ga), Kalar-Nimnyr (1.85–1.86 Ga) and Sulumat (1.88 Ga) dike swarms of basic rocks, layered intrusions of the Chiney complex (1.87 Ga), lamproite dikes (1.87 Ga) and A-type granitoids (1.88–1.87 Ga) within the Aldan-Stanovoy Shield. Late Paleoproterozoic postcollisional magmatic processes were widely manifested not only on the Aldan-Stanovoy Shield, but also within the southern part of the Siberian Craton and were a consequence of the large-scale stage of formation of the structure of the Siberian Craton.

Keywords: Aldan-Stanovoy shield, Ar-Ar and U-Pb dating, Paleoproterozoic, clinopyroxenites, olivine clinopyroxenites, clinopyroxene-carbonate-feldspar rocks

Source of financing: The petrographic and geochronological investigations were supported by the Russian Science Foundation (№ 19-17-00019). The geological investigations were done on state assignment of IGM SB RAS (FWZN-2022-0024, № 0330–2016–0013) and GIN SB RAS (AAAAA21-121011390002-2).

For citation: Doroshkevich A.G., Sharygin V.V., Ponomarchuk A.V., Izokh A.E., Izbrodin I.A., Zubakova E.A., Prokopyev I.R., Sergeev S.A. (2022) New age data for rocks of Khani intrusions (Aldan-Stanovoy shield). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 6–26. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/24/1

Введение

Получение новых знаний о строении и особенностях эволюции древнейших щитов дает ключ к пониманию общих закономерностей становления континентальной литосферы, создает реальную основу для петрологических и палеогеодинамических реконструкций. Алдано-Становой щит, крупнейший выступ фундамента Сибирского кратона, является важнейшим полигоном в изучении докембрийских провинций, в пределах которых для исследования достаточно большинство главных ассоциаций пород.

Имеющиеся многочисленные геохронологические данные по магматическим породам Алдано-Станового щита являются основополагающими для понимания истории его геологического развития в докембрии (например [Неймарк и др., 1984; Котов и

др., 2005, 2006, 2017; Сальникова и др., 2004; Попов и др., 2009; Глуховский и др., 2011; Глебовицкий и др., 2012; Ларин и др., 2006, 2012; Ernst et al., 2016; Prokopyev et al., 2017, 2019] и многие другие). Однако целый ряд вопросов в исследовании докембрийских магматических комплексов региона, включая информацию о возрасте, остается дискуссионным. Так, например, полученные оценки возраста (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr методами) автономных анортозитов каларского комплекса варьируют в широком интервале – 2,7–1,9 млрд лет [Сальникова и др., 2004; Глуховский и др., 2011; Ларин и др., 2006]. Опубликованные данные о возрасте пород ультраосновных массивов р. Хани, являющихся ключевыми для раскрытия геологической истории докембрия Алдано-Станового щита, также противоречивы. Так, U-Pb возраст по циркону из дайки оливин-содержащих

пород, которая сечет пироксениты Хани (участок Укдуска), дает значения 2702 ± 12 млн лет [Владыкин, Лепехина, 2009]. Авторы рассматривали эти породы как оливиновые лампроиты, а их возраст позволил ученым отнести их к самым древним высококалиевым породам в мире. Однако возраст пироксенитов, определенный Pb-Pb (апатит) и K-Ar (амфибол) методами [Неймарк и др., 1984], имеет значения 1850 ± 20 млн лет и 1870 ± 50 млн лет, соответственно. Учитывая эти геохронологические данные, формирование пород массивов р. Хани можно отнести к палеопротерозойской крупной изверженной провинции, к которой относятся расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузии чинейского комплекса [Попов и др., 2009; Ernst et al., 2016; Mekhonoshin et al., 2016]. Эта информация определила необходимость повторного датирования. В данной статье приведены новые геохронологические (U-Pb SHRIMP II, Ar-Ar) данные для основных разновидностей пород (оливин-слюдяные клинопироксениты, слюдяные клинопироксениты, клинопироксен-кальцит-полевошпатовые породы) массивов р. Хани (интрузии Кабаханыр и Укдуска) и обсуждается их тектоническая позиция.

Краткая геологическая характеристика района

Сибирский кратон образует коллаж микроконтинентов (Тунгусский, Анабарский, Оленекский, Алданский и Становой), ограниченных раннепротерозойскими орогенными складчатыми поясами [Rosen, 2002]. Алдано-Становой щит является южным выступом фундамента Сибирского кратона и характеризуется сложным строением. Существует несколько точек зрения на тектоническое районирование Алдано-Станового щита. Ряд исследователей делят его на Алданский, Чара-Олекминский и Батомгский геоблоки, к которым примыкает Джугджуро-Становой супертеррейн. Зона сочленения маркируется субширотным Становым структурным швом, который представляет собой зону тектонического меланжа [Котов и др., 2005, 2006, 2017]. А.П. Смелов и соавт. [Смелов и др., 2001] в пределах Алдано-Станового щита выделяют пять террейнов (Западно-Алданский, Центральнo-Алданский, Восточно-Алданский, Тындинский и Чогарский), разделенные зонами тектонического меланжа (Амгинская, Каларская и Тыркандинская) (рис. 1, а).

Каларская зона тектонического меланжа, в пределах которой находятся породы массивов р. Хани, сложена тоналит-трондьемитовыми ортогнейсами олекминского комплекса и глубокометаморфизованными супракrustальными образованиями (эндербиты и чарнокиты) Культуринского блока [Смелов, Зедге-

низов, Тимофеев, 2001]. Согласно В.П. Ковач и соавт. [1995], источниками последних служили породы с возрастом 3,0 млрд лет. Магматические образования данного района представлены синколлизийными (ничатский и куандинский комплексы) и посколлизийными (балыхтайский и кодарский комплексы) гранитоидами, анорогенными щелочными гранитами катугинского комплекса, габбро-анортозитами каларского комплекса, метагаббро и габбро-диоритами амуннактинского комплекса, метаперидотитами красногорского комплекса, дайками долеритов сулуматского комплекса, мафит-ультрамафитовыми расслоенными интрузиями чинейского комплекса и пироксенитовыми массивами р. Хани.

Массивы р. Хани представлены разрозненными мелкими интрузивными телами Кабаханыр, Укдуска, Юс-Кюель и Аномальное. Интрузии характеризуются схожим геологическим строением. Форма тел на участках овальная, вытянутая в северо-западном направлении, площадью до 2 км^2 (рис. 1, б).

В вертикальном разрезе, согласно данным геологоразведочного бурения, тела имеют форму полусфер с максимальной мощностью до 500 м [Перовская и др., 1987]. Вмещающие породы представлены биотитовыми гранито-гнейсами и гнейсовидными гранитами с редкими маломощными линзами биотитовых и биотит-амфиболовых кристаллосланцев и амфиболитов. Гранито-гнейсы сложены полевым шпатом (80–90 %), пироксеном (до 10 %), кварцем, биотитом с акцессорными магнетитом, апатитом, цирконом и титанитом; главными минералами сланцев являются амфибол (20–30 %), биотит (20–40 %), полевой шпат (до 10 %) [Булах, Гулий, Золотарев, 1990]. Контакты магматических тел по отношению к сланцеватости метаморфических пород согласные. В зоне контакта с гранито-гнейсами отмечаются участки интенсивного окварцевания. Внутреннее строение тел неоднородное, обусловленное вариациями основных породообразующих минералов и различающимися структурно-текстурными особенностями.

Тела сложены преимущественно слюдяными клинопироксенитами (рис. 1, б). В контактовой зоне с вмещающими породами распространены клинопироксен-полевошпатовые и клинопироксен-карбонат-полевошпатовые породы, характеризующиеся пятнистой и полосчатой текстурой из-за неравномерного распределения основных породообразующих феррических и калиевых минералов. Мощность зоны от 50 до 150 м [Гулий, 1985; Перовская и др., 1987; Прошенкин, Кузнецова, 1988; Булах Гулий, Золотарев, 1990]. В пределах центральных частей клинопироксенитов отмечаются секущие маломощные прожилки кварцсодержащих микроклиновых сиенитов [Гулий, 1985; Перовская и др., 1987; Прошенкин, Кузнецова,

1988; Булах Гулий, Золотарев, 1990]. Реже встречаются крупные жильные тела мощностью до 10 м. Контакты имеют как прямолинейную, так и извилистую форму [Перовская и др., 1987]. В жилах сиенитов наблюдаются реликты клинопироксенитов изометричной, линзовидной или угловатой формы размером до 1,5 м. В

пределах массива отмечаются дайки мелкозернистых гранитов (аплитов), гранитных пегматитов и долеритов [Перовская и др., 1987]. Кроме того, Н.В. Владыкин [2001] описывал дайковые породы, секущие клинопироксениты. Он диагностировал их как оливиновые лампроиты и карбонатиты.

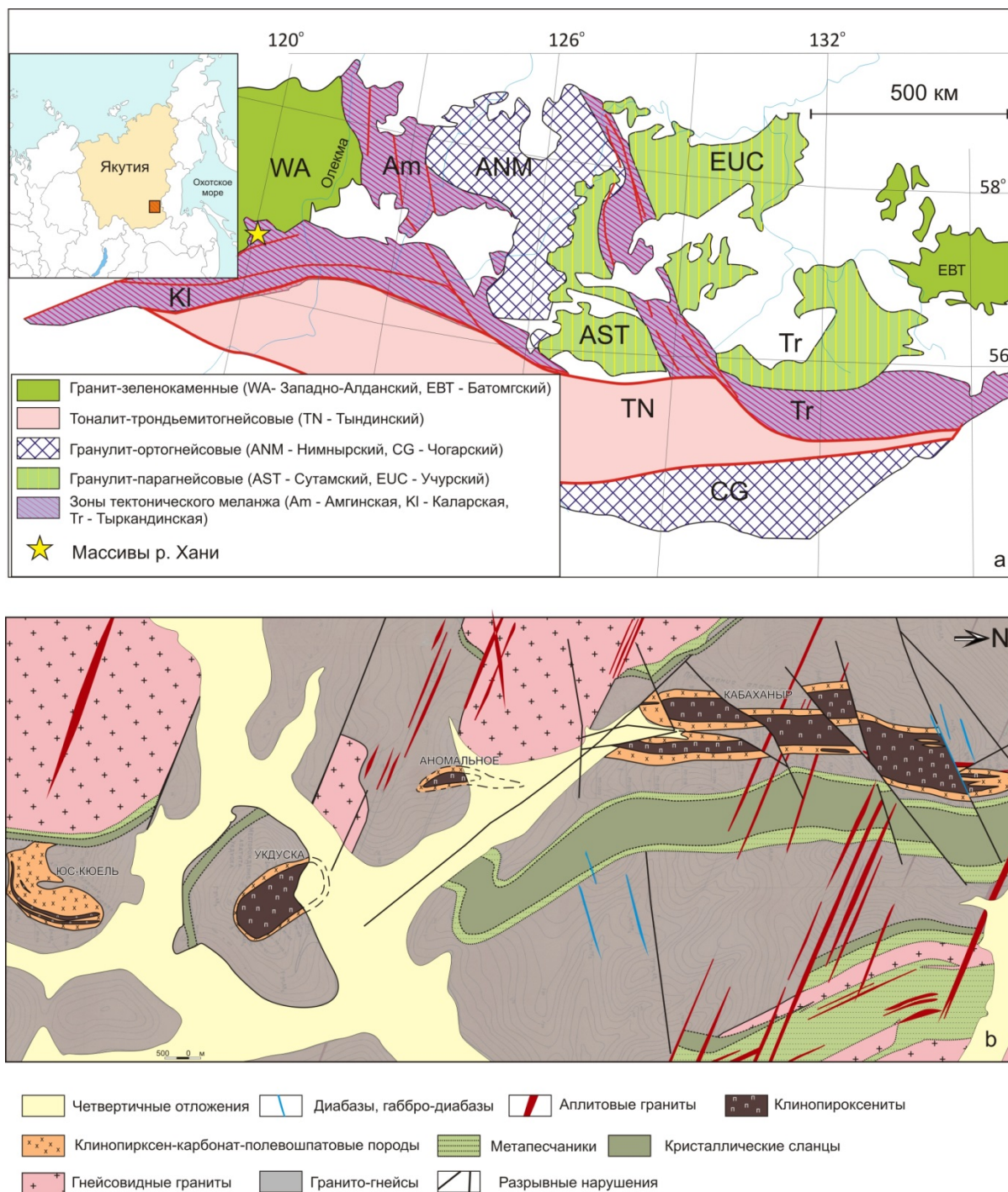


Рис. 1. Схема (а) тектонического строения Алдано-Станового щита по данным [Смелов, Зедгенизов, Тимофеев, 2001] и (б) геологического строения массивов р. Хани по данным [Перовская и др., 1987]

Fig. 1. Scheme of (a) the tectonic structure of the Aldan-Stanovoy shield based on [Smelov, Zedgenizov, Timofeev, 2001] and (b) geological structure of the Khani intrusions based on [Perovskaya et al., 1987]

Методы исследования

Для исследований была использована коллекция пород, собранная сотрудниками лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН (И.Е. Прошенкин, В.В. Шарыгин, Л.И. Панина) во время полевых работ в 1983–1986 гг. Петрографическое изучение пород с двух intrusion р. Хани (Кабаханыр и Укдуска) проводилось на микроскопе Olympus BX51 с фотокамерой. Исследование текстурно-структурных характеристик и минерального состава пород, а также изучение химического состава минералов осуществлялись на сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (TESCAN Ltd.) с энергодисперсионным спектрометром (EDS, система микроанализа INCA Energy-450 XMax-80) в ИГМ СО РАН, Новосибирск. Условия EDS-анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток электронного пучка 1,5 нА, время набора спектров 20 с.

U-Pb SHRIMP-II датирование циркона и титанита проводилось в Центре изотопных исследований ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Отобранные вручную зерна циркона и титанита протолченных пород были имплантированы в эпоксидную смолу. В качестве стандарта были использованы зерна международного геохронологического стандарта циркона TEMORA и титанита OLT1. Для выбора места локального U-Pb датирования использовались оптические и катодолюминесцентные изображения, изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE), отражающие внутреннее строение и зональность зерен. Измерения U-Pb отношений в цирконе проводились по методике, описанной в работе [Williams, 1998], а титанита – по методике, аналогичной описанной в [Kennedy et al., 2010] и дополненной в работе [Родионов и др., 2018]. При анализе циркона интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) пробоотбора – 25 мкм. При анализе титанита величина тока составляла 10–15 нА при диаметре кратера около 50 мкм. Обработка полученных данных для циркона и титанита осуществлялась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2000]. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 2003, 2009].

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование мономинеральных фракций флогопита было произведено путем поэтапного нагрева [Травин и др., 2009] в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, Россия). Зерна флогопита были упакованы в Al-фольгу и запаены в кремниевые трубки. Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (Томск). Для калибровки был использован международный

стандарт биотита (Lp-6) и мусковита (Bern 4m) [Baski, Archibald, Farrar, 1996]. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы «Микромасс» (Англия). Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca, K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0,000891 \pm 0,000005$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0,000446 \pm 0,000006$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 0,089 \pm 0,001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Нагревание образца происходило в кварцевом реакторе, помещенном в резистивную печь. Датирование производилось методом ступенчатого прогрева. Контроль температуры осуществлялся посредством хромель-алюмелевой термопары. Точность регулировки температуры составляла $\pm 1^\circ\text{C}$.

Краткая петрографическая характеристика пород

Детальные петрографические и минералогические исследования пород исследуемых интрузивных тел приведены в многочисленных работах [Гулий, 1985; Перовская, Прошенкин, Булгакова, 1987; Панина и др., 1987а, б; Прошенкин, Кузнецова, 1988; Булах, Гулий, Золотарев, 1990; Зубакова, 2021]. Ниже дана краткая петрографическая характеристика слюдяных клинопироксенитов и клинопироксенитов, оливин-слюдяных клинопироксенитов и клинопироксен-карбонат-полевошпатовых пород, для которых происходило определение возраста. Их минеральный состав приведен в табл. 1.

Клинопироксениты – массивные, мелко-среднезернистые породы от темно-зеленого до темно-серого цвета с гипидиоморфной структурой (рис. 2, а–д). По минеральному составу выделяются оливин-слюдяные клинопироксениты, клинопироксениты и слюдяные клинопироксениты. Распределение апатита неравномерно, что придает породе пятнистый облик. Обогащенные апатитом участки и мономинеральные шлировые обособления чаще всего отмечаются в слюдяных клинопироксенитах и в контактовых частях с клинопироксен-карбонат-полевошпатовыми породами.

Клинопироксениты (обр. HN-01, HN-08 и KBH-1) сложены преимущественно клинопироксеном (до 85 %), апатитом (от 3–4 до 15 %), флогопитом, магнетитом и амфиболом. К числу аксессуарных относятся сульфиды (халькопирит, пирит), титанит, монацит-(Ce), полевые шпаты, кальцит, барит, циркон, ильменит, анкилит-(Ce). Вторичными являются минералы группы цеолитов, алланит-эпидот, кварц, хлорит, скаполит, гётит. Клинопироксен образует зерна размером 0,5–1 мм и представлен $\text{Di}_{71-86}\text{Hed}_{11-23}\text{Aeg}_{1-6}$ [Зубакова, 2021].

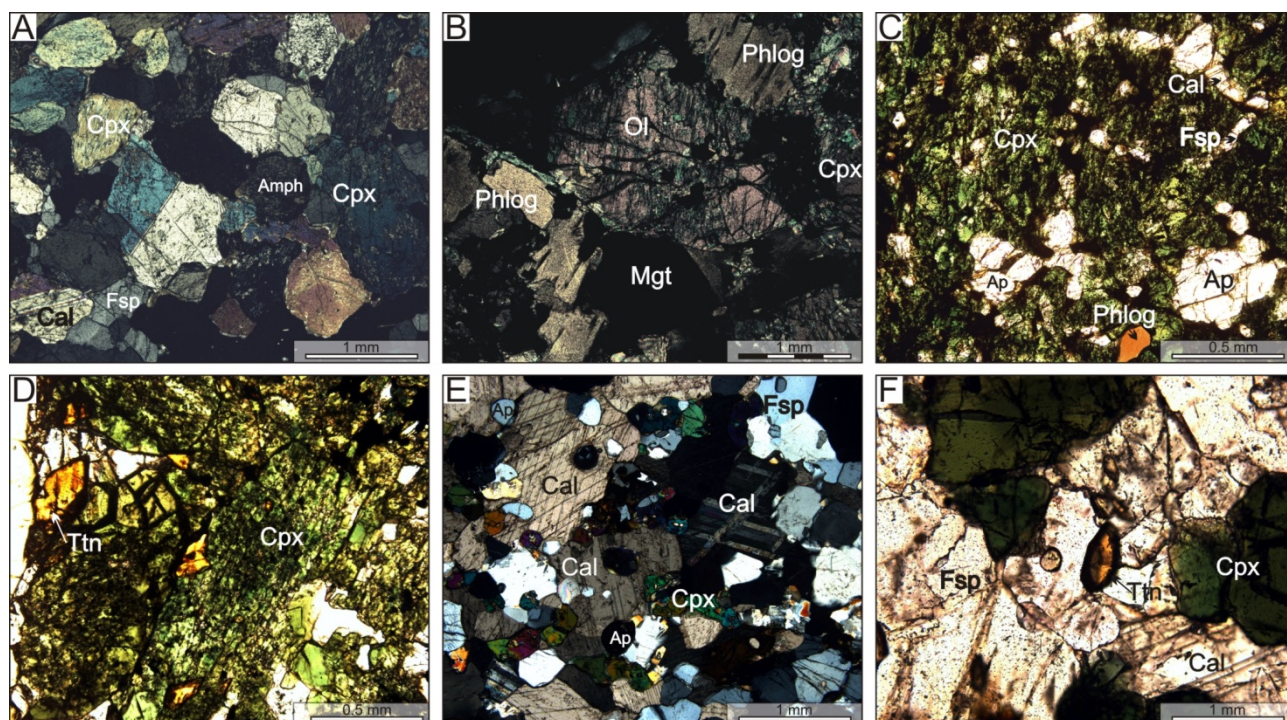


Рис. 2. Фотографии шлифов пород массивов р. Хани

а – клинопироксенит, Кабаханыр (обр. KBH-1), николи скрещены; **б** – оливин-слюданой клинопироксенит, Укдуска (обр. HND), николи скрещены; **в** – слюдяной клинопироксенит, Укдуска (обр. HN-01), николи параллельны; **д** – титанит в клинопироксените, Укдуска (обр. HN-08), николи параллельны; **е** – клинопироксен-карбонат-полевошпатовая порода Укдуска (обр. HN-37), николи скрещены; **ф** – титанит в клинопироксен-карбонат-полевошпатовой породе, Укдуска (обр. HN-37), николи параллельны. Cpx – клинопироксен, Ap – апатит, Amph – амфибол, Fsp – полевоый шпат, Ttn – титанит, Cal – кальцит, Ol – оливин, Mgt – магнетит, Phlog – флогопит

Fig. 2. Photos of thin sections of the Khani rocks

a – clinopyroxenite, Kabakhanyr (sample KBH-1), crossed nicols; **b** – olivine-mica clinopyroxenite, Ukduska (sample HND), crossed nicols; **c** – mica clinopyroxenite, Ukduska (sample HN-01), plane-polarized light; **d** – titanite in clinopyroxenite, Ukduska (sample HN-08), plane-polarized light; **e** – clinopyroxene-carbonate-feldspar rock, Ukduska (sample HN-37), crossed nicols; **f** – titanite in the clinopyroxene-carbonate-feldspar rock, Ukduska (sample HN-37), plane-polarized light. Cpx – clinopyroxene, Ap – apatite, Amph – amphibole, Fsp – feldspar, Ttn – titanite, Cal – calcite, Ol – olivine, Mgt – magnetite, Phlog – phlogopite

Таблица 1

Список минералов, выявленных в исследованных породах из двух интрузий р. Хани

Table 1

List of minerals found in studied rocks from two intrusions of the Khani area

Массив	Укдуска					Кабаханыр
Образец	HN-D	HN-01	HN-08	HN-37	HN-39	KBH-1
Оливин	+					
Клинопироксен	+	+	+	+	+	+
Флогопит	+	+	+	+		+
Фторapatит	+	+	+	+	+	+
Магнетит	+		+	+	+	+
Ильменит	+					
Амфибол	+	+	+	+		+
Алланит-(Ce)		+	+	+	+	+
Эпидот		+	+	+	+	+
Титанит		+	+	+	+	+
Кальцит	+	+	+	+	+	
Альбит		+	+	+	+	+
Калишпат			+	+	+	+
Барит	+		+	+	+	+
Целестин	+	+				
Циркон	+	+	+	+	+	+

Массив Образец	Укдуска					Кабаханыр КВН-1
	HN-D	HN-01	HN-08	HN-37	HN-39	
Торит				+	+	
Анкилит-(Ce)			+	+		
Монацит-(Ce)	+					
Пирротин	+					
Пентландит	+					
Кобальт-пентландит	+					
Халькопирит		+	+			
Пирит	+	+	+	+		
Смизит				+		
Точилинит						
Серпентин	+					
Хлорит	+			+		+
Гётит						+
Цеолиты			+		+	
Мусковит						
SiO ₂ минерал			+			
Скаполит					+	
Гематит				+		
Pb-Mn-оксид					+	

Амфиболы (актинолит, магнезиогастингсит-паргасит) развиваются по клинопироксену, а также формируют самостоятельные зерна. Флогопит (чаще всего ксеноморфен) и присутствует в интерстициях между зерен клинопироксена, размер – до 2 мм. Фторапатит представлен как отдельными короткопризматическими зернами, так и их скоплениями. Магнетит формирует неправильной изометричной формы зерна, которые иногда обрастают оторочкой титанита. Кроме того, титанит образует равномерно рассеянные самостоятельные кристаллы клиновидной формы (см. рис. 2, *d*). Калиевый полевой шпат встречается редко, выполняет межзерновое пространство и содержит микропертитовые вроски альбита.

Оливин-слюдяные дайковые клинопироксениты (обр. HND) сложены примерно равным количеством флогопита, оливина, апатита и клинопироксена (рис. 2, *b*). Именно эти дайковые породы Н.В. Владыкин [2001] рассматривал как лампроиты. Второстепенными являются магнетит, ильменит, кальцит и сульфиды (пирротин, пентландит, пирит). Среди аксессуарных минералов отмечены монацит-(Ce), амфибол, барит и целестин. Вторичными минералами являются минералы группы серпентина и хлорита, а также сидерит и точилинит. Клинопироксен оливин-слюдяных клинопироксенитов представлен практически чистым диопсидом [Зубакова, 2021]. Оливин частично замещен серпентином, Mg# минерала = 85–90 [Зубакова, 2021]. Амфибол относится к тремолиту [Зубакова, 2021].

Клинопироксен-полевошпатовые и клинопироксен-карбонат-полевошпатовые породы (обр. HN-37 и HN-39) имеют мелко-среднезернистую структуру, массивную или полосчатую текстуру (см. рис. 2, *e*–

f). Породы сложены варьирующими количествами клинопироксена (диопсид-геденбергит) (до 25 %), калиевого полевого шпата (до 40 %), кальцита (до 20–30 %) и фторапатита (до 5 %). Часто вышеперечисленные минералы слагают мономинеральные полосы, придавая породе полосчатый облик. Аксессуарными минералами являются титанит, амфибол (актинолит и магнезиогорнблендит), циркон, альбит, флогопит, целестин, барит, анкилит-(Ce), торит. Ко вторичным минералам относятся алланит-эпидот, скаполит, цеолиты, мусковит и гематит. Титанит формирует отдельные конвертовидные кристаллы (рис. 2, *f*). Калиевый полевой шпат содержит пертитовые вроски альбита. В целом, генезис этих пород пока не совсем понятен: Перовская и др. [1987] рассматривают их как осадочные вмещающие породы, подвергшиеся метаморфизму и метасоматозу при внедрении магматитов, тогда как Владыкин [2001] относит их к карбонатитам.

Результаты U-Pb и Ar-Ar датирования пород

Для U-Pb SHRIMP-II датирования был извлечен циркон из клинопироксенитов интрузий Кабаханыр (обр. КВН-1) и Укдуска (обр. HN-01) и из клинопироксен-карбонат-полевошпатовых пород Укдуски (обр. HN-37), а также титанит из клинопироксенитов и клинопироксен-карбонат-полевошпатовых пород Укдуски (обр. HN-08 и HN-37 соответственно).

Циркон в оливин-слюдяных клинопироксенитах, клинопироксенитах и клинопироксен-карбонат-полевошпатовых породах представлен розовато-сиреневыми призматическими и длиннопризматическими кристаллами с дипирамидальным окончанием.

Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования циркона из пород массивов р. Хани

Table 2

Results of U-Pb (SHRIMP II) dating of zircons from the Khani intrusions

Точка	% ²⁰⁶ Pb _c	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*/ppm	(¹) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Возраст	±	(¹) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Возраст	±	% дискорд	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±%	(¹) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±%	(¹) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	(¹) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	корр. ошибки				
Клинопироксенит, Кабаханьр (КВН-1)																							
12.1	0,04	1896	484	0,26	776	2511	22	2608	5	4	2,10	1	0,18	0,3	2,10	1	0,175	0,3	11,5	1,1	0,476	1	1,0
8.1	0,36	224	129	0,60	96	2599	24	2624	11	1	2,01	1,1	0,18	0,5	2,01	1,1	0,177	0,7	12,1	1,3	0,497	1,1	0,9
9.2	0,08	496	894	1,86	195	2430	27	2638	23	9	2,18	1,4	0,18	1,4	2,18	1,4	0,178	1,4	11,3	1,9	0,458	1,4	0,7
9.1	0,03	777	1354	1,80	315	2491	22	2677	4	7	2,12	1,1	0,18	0,2	2,12	1,1	0,183	0,2	11,9	1,1	0,472	1,1	1,0
13.1	0,03	1100	165	0,15	499	2735	23	2682	3	-2	1,89	1	0,18	0,2	1,89	1	0,183	0,2	13,4	1,1	0,528	1	1,0
10.1	0,07	161	15	0,10	73	2735	26	2689	7	-2	1,89	1,2	0,18	0,4	1,89	1,2	0,184	0,5	13,4	1,3	0,528	1,2	0,9
5.1	0,09	230	50	0,23	106	2766	25	2692	9	-3	1,87	1,1	0,19	0,5	1,87	1,1	0,184	0,5	13,6	1,2	0,536	1,1	0,9
11.1	0,09	138	11	0,08	63	2733	26	2698	8	-1	1,89	1,2	0,19	0,5	1,89	1,2	0,185	0,5	13,5	1,3	0,528	1,2	0,9
2.1	0,07	475	287	0,63	210	2678	23	2699	5	1	1,94	1,1	0,19	0,3	1,94	1,1	0,185	0,3	13,1	1,1	0,515	1,1	1,0
6.1	0,00	810	921	1,18	350	2628	23	2705	3	3	1,99	1,1	0,19	0,2	1,99	1,1	0,186	0,2	12,9	1,1	0,503	1,1	1,0
4.1	0,00	275	24	0,09	124	2726	25	2707	6	-1	1,90	1,1	0,19	0,3	1,90	1,1	0,186	0,3	13,5	1,2	0,526	1,1	1,0
7.1	0,04	399	121	0,31	181	2731	24	2709	5	-1	1,89	1,1	0,19	0,3	1,90	1,1	0,186	0,3	13,5	1,1	0,528	1,1	1,0
14.1	0,06	164	49	0,31	77	2794	26	2706	7	-3	1,84	1,1	0,19	0,4	1,84	1,1	0,186	0,4	13,9	1,2	0,543	1,1	0,9
3.1	0,00	307	59	0,20	144	2802	25	2723	8	-3	1,84	1,1	0,19	0,5	1,84	1,1	0,188	0,5	14,1	1,2	0,544	1,1	0,9
1.1	0,01	140	24	0,18	65	2778	26	2725	8	-2	1,86	1,2	0,19	0,5	1,86	1,2	0,188	0,5	14,0	1,2	0,539	1,2	0,9
Клинопироксенит, Укдуска (НН-01)																							
6.2	0,00	151	8	0,05	47	2003	12	2007	13	0	2,74	0,7	0,12	0,7			6,2			1,0	0,365	0,7	0,7
1.1	0,03	135	6	0,05	58	2615	17	2623	10	0	2,00	0,8	0,18	0,6			12,2			1,0	0,500	0,8	0,8
7.1	0,02	163	7	0,04	70	2624	17	2631	9	0	1,99	0,8	0,18	0,5			12,3			0,9	0,502	0,8	0,8
3.2	0,07	53	1	0,02	23	2648	25	2642	16	0	1,97	1,1	0,18	1,0			12,5			1,5	0,508	1,1	0,8
6.1	0,00	598	170	0,29	264	2676	10	2690	5	1	1,94	0,5	0,18	0,3			13,1			0,5	0,515	0,5	0,9
9.1	0,05	83	3	0,04	37	2683	24	2704	12	1	1,94	1,1	0,19	0,8			13,2			1,3	0,516	1,1	0,8
11.1	0,02	167	7	0,04	75	2708	15	2716	14	0	1,92	0,7	0,19	0,9			13,5			1,1	0,522	0,7	0,6
3.1	0,01	437	25	0,06	196	2709	11	2720	5	0	1,91	0,5	0,19	0,3			13,5			0,6	0,522	0,5	0,8
12.1	0,04	87	3	0,04	39	2710	20	2713	12	0	1,91	0,9	0,19	0,7			13,5			1,2	0,523	0,9	0,8
5.1	0,05	79	32	0,41	36	2713	21	2687	13	-1	1,91	0,9	0,18	0,8			13,3			1,2	0,523	0,9	0,8
2.1	0,03	139	8	0,06	63	2722	18	2707	10	-1	1,90	0,8	0,19	0,6			13,5			1,0	0,525	0,8	0,8
10.1	0,09	86	3	0,04	39	2724	20	2722	12	0	1,90	0,9	0,19	0,8			13,6			1,2	0,526	0,9	0,8
8.1	0,04	107	7	0,06	49	2734	18	2699	16	-1	1,89	0,8	0,19	1,0			13,5			1,3	0,528	0,8	0,6
2.2	0,09	42	1	0,03	19	2737	28	2720	17	-1	1,89	1,3	0,19	1,1			13,7			1,6	0,529	1,3	0,8
4.1	0,03	162	5	0,03	74	2753	15	2709	14	-2	1,88	0,7	0,19	0,8			13,7			1,1	0,533	0,7	0,6
Клинопироксен-карбонат-полевошпатовая порода, Укдуска (НН-37)																							
3.1	1,30	1585	####	12,19	368	1526	14	2529	16	66	3,70	1	0,18	0,5	3,74	1	0,167	1,0	6,2	1,4	0,267	1	0,7
3.2	0,08	303	42	0,14	89	1893	17	1901	14	0	2,93	1,1	0,12	0,7	2,93	1,1	0,116	0,8	5,5	1,3	0,341	1,1	0,8

Точка	% ²⁰⁶ Pb _c	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*ppm	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Возраст	±	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Возраст	±	% дискорд	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±%	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	корр. ошибки
5.1	0,18	234	46	0,20	75	2027	19	2071	14	2	2,70	1,1	0,13	0,6	2,71	1,1	0,128	0,8	6,5	1,3	0,370	1,1	0,8
6.1	1,62	8	2	0,29	3	2253	56	2410	100	7	2,35	2,7	0,17	2,7	2,39	2,9	0,156	6,1	9,0	6,8	0,418	2,9	0,4
8.1	0,20	202	82	0,42	74	2283	21	2394	14	5	2,35	1,1	0,16	0,6	2,35	1,1	0,154	0,8	9,0	1,4	0,425	1,1	0,8
4.1	0,05	368	567	1,59	153	2537	73	2424	41	-4	2,07	3,5	0,16	2,4	2,07	3,5	0,157	2,4	10,4	4,2	0,482	3,5	0,8
1.1	0,09	47	55	1,23	19	2548	30	2619	19	3	2,06	1,4	0,18	1,1	2,06	1,4	0,176	1,1	11,8	1,8	0,485	1,4	0,8
1.2	0,22	102	191	1,94	43	2590	26	2678	14	3	2,02	1,2	0,18	0,8	2,02	1,2	0,183	0,9	12,5	1,5	0,495	1,2	0,8
2.1	0,08	322	1429	4,59	138	2611	22	2683	7	3	2,00	1	0,18	0,4	2,00	1	0,183	0,4	12,6	1,1	0,499	1	0,9
9.1	0,00	43	58	1,37	19	2615	31	2666	18	2	2,00	1,4	0,18	1,1	2,00	1,4	0,181	1,1	12,5	1,8	0,500	1,4	0,8
6.3	0,00	47	57	1,26	20	2636	31	2681	18	2	1,98	1,4	0,18	1,1	1,98	1,4	0,183	1,1	12,8	1,8	0,505	1,4	0,8
6.2	0,04	79	220	2,89	34	2637	38	2713	14	3	1,98	1,8	0,19	0,8	1,98	1,8	0,187	0,8	13,0	2	0,505	1,8	0,9
7.1	0,00	311	678	2,26	138	2690	24	2635	7	-2	1,93	1,1	0,18	0,4	1,93	1,1	0,178	0,4	12,7	1,2	0,518	1,1	0,9
4.2	0,03	327	952	3,01	146	2697	23	2686	7	0	1,93	1	0,18	0,4	1,93	1	0,184	0,4	13,2	1,1	0,519	1	0,9
7.2	0,00	30	37	1,28	14	2800	37	2797	21	0	1,84	1,6	0,20	1,3	1,84	1,6	0,197	1,3	14,7	2	0,544	1,6	0,8

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ; Pbс и Pb* – нерадиоγενный и радиогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандартов для HN-01, HN-37 и KBH-1 составляла 0,26, 0,37 и 0,29 % соответственно. (1) Коррекция на обыкновенный свинец вносилась по измеренному ^{204}Pb . (2) Коррекция на обыкновенный свинец вносилась согласно $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возрасту. (3) Коррекция на обыкновенный свинец вносилась согласно $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ возрасту.

Note. Errors are 1-sigma; Pbс and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively. Error in Standard calibration for HN-01, HN-37 and KBH-1 was 0,26%, 0,37% and 0,29%, respectively. (1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb . (2) Common Pb corrected by assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age-concordance. (3) Common Pb corrected by assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ age-concordance.

В катодоллюминесцентном изображении минерал характеризуется практически полным отсутствием свечения с однородным черным цветом либо отмечается неоднородное внутреннее строение, реже – слабо проявленная осцилляторная зональность, по краям зерен и трещинам отмечаются светлые каймы обрастания с ярким свечением (рис. 3, а; 4, а; 5, а).

U-Pb изотопные данные по циркону, концентрации тория и урана, величины Th/U изотопных отношений приведены в табл. 2.

Изотопные определения для циркона из клинопироксенитов (обр. КВН-1) интрузии Кабаханыр были выполнены в 15 точках из 14 зерен. Как видно из рис. 3, б, точки изотопного состава образуют дискордию и располагаются вблизи верхнего пересечения между 2700 и 2750 млн лет. При этом среднее взвешенное значение возраста по восьми точкам составляет 2696 ± 10 млн лет, со СКВО = 6,5 (рис. 3, с).

В цирконе из клинопироксенитов Укдуски (обр. НН-01) было выполнено 15 анализов в 12 зернах.

Точки составов изученного циркона образуют дискордию (рис. 4, б), верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 2698 ± 18 млн лет, а нижнее соответствует возрасту 2014 ± 65 млн лет (СКВО = 1,18). Стоит отметить, что точка изотопного состава (точка 6.2) каймы циркона, имеющей яркое свечение, располагается на нижнем пересечении дискордии. При этом 10 значений являются конкордантными и дают значение 2715 ± 7 млн лет (СКВО = 0,71) (рис. 4, с).

В девяти зернах циркона из клинопироксен-карбонат-полевошпатовых пород Укдуски (обр. НН-37) было проанализировано 15 точек. Значения точек изотопных составов ложатся вдоль конкордии в широком интервале значений возрастов, при этом одно значение возраста (точка 3.1) наиболее дискордантное (рис. 5, б). Среднее взвешенное значение возраста по шести точкам, образующим сгущенный кластер, составляет 2685 ± 8 млн лет, со СКВО = 1,11 (рис. 5, с).

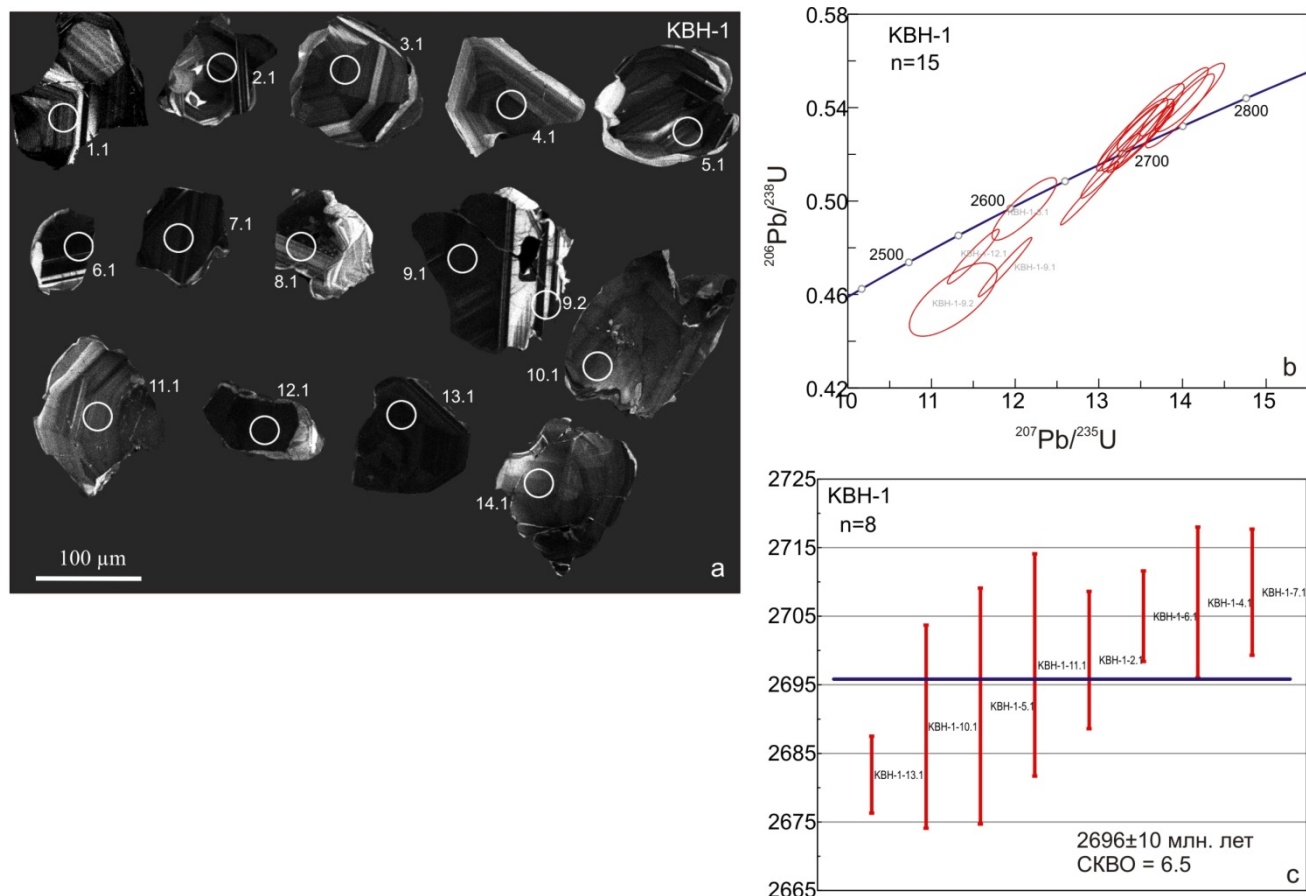


Рис. 3. Катодоллюминесцентные изображения цирконов (а), диаграмма с конкордией (б) и график среднего взвешенного значения возраста (с) для циркона из клинопироксенитов интрузии Кабаханыр (КВН-1)

Fig. 3. CL images of zircons (a), U-Pb concordia diagram (b) and weighted mean age (c) for the zircons from the Kabakhanyr clinopyroxenite sample (KBH-1)

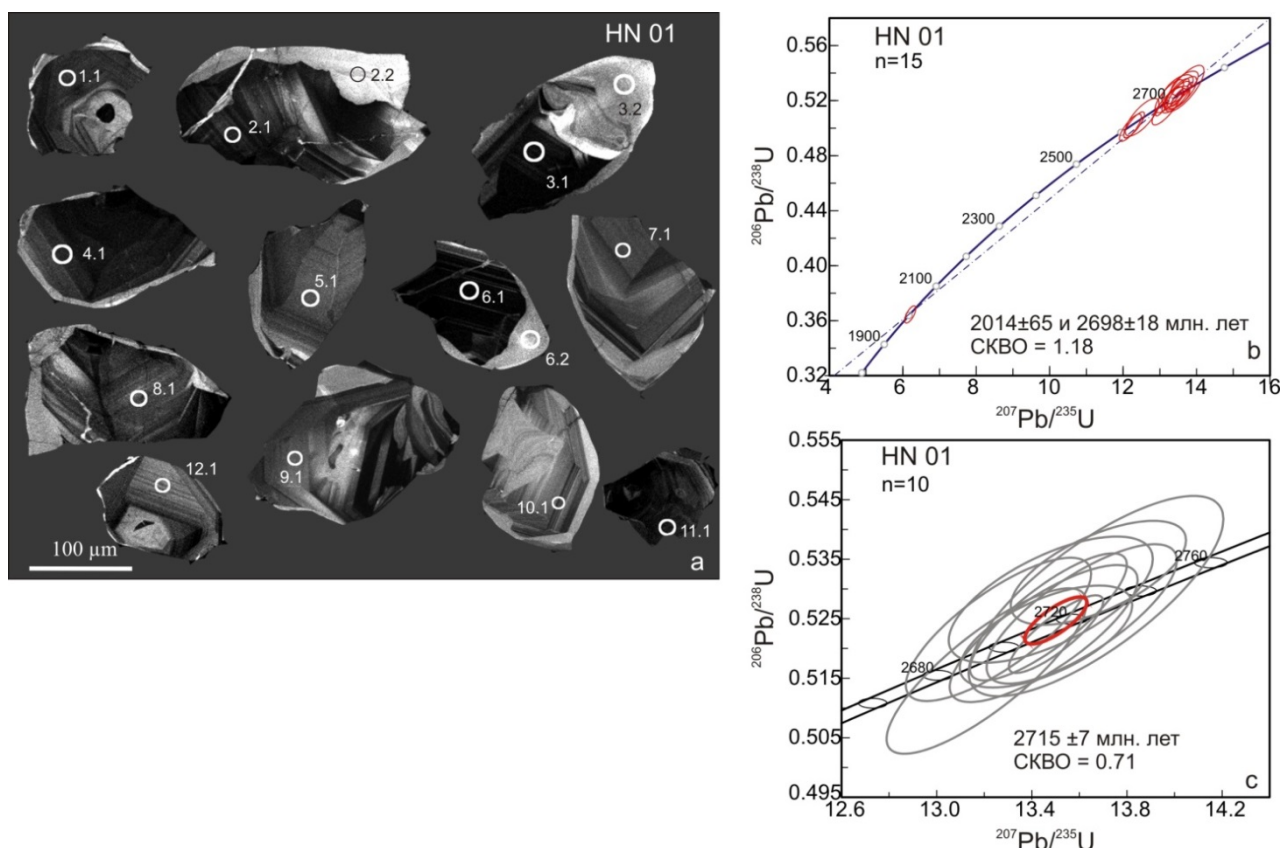


Рис. 4. Католюминесцентные изображения цирконов (а) и диаграммы с конкордией (b, c) для циркона из клинопироксенитов интрузии Укдуска (HN-01)

Fig. 4. CL images of zircons (a) and U-Pb concordia diagrams (b, c) for the zircons from the Ukduska clinopyroxenite sample (HN-01)

Титанит как в клинопироксенитах, так и в клинопироксен-карбонат-полевошпатовых породах представлен желтовато-коричневыми прозрачными конвертовидными кристаллами. Минерал в изображениях в обратнорассеянных электронах (BSE) является геохимически однородным, лишь по трещинкам отмечается небольшое изменение серого цвета на более темный оттенок (см. рис. 6, а; 7, а).

U-Pb изотопные определения для титанита из клинопироксенитов Укдуски (обр. HN-08) были выполнены в 20 анализах из 13 зерен (табл. 3). Содержания урана и тория в минерале довольно высокие и варьирующие (40–435 и 340–665 ppm соответственно), торий-урановое отношение находится в интервале 0,8–10. Доля обыкновенного (нерадиогенного) свинца не превышает 7 %, при этом содержание радиогенного изотопа ^{206}Pb не выше 130 ppm. Точки составов изученного титанита образуют дискордию (рис. 6, b), пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1845 ± 6 млн лет ($\text{CKBO} = 0,68$). Аналогичные значения были получены при расчете среднего взвешенного значения возраста по 19 анализам (рис. 6, c).

В титаните из клинопироксен-карбонат-полевошпатовых пород Укдуски (обр. HN-37) было выполнено 20 анализов в 16 зернах (табл. 3). Концентрации тория и урана схожи с таковыми для минерала из клинопироксенитов (до 385 и 186 ppm соответственно), с торий-урановым отношением, достигающим 2. Доля обыкновенного (нерадиогенного) свинца не превышает 3,5 %, содержание радиогенного изотопа ^{206}Pb до 111 ppm. На графике с конкордией (рис. 7, b) точки изотопных составов образуют конкордантные значения возраста 1857 ± 5 млн лет ($\text{CKBO} = 0,69$), а среднее взвешенное значение возраста по 20 точкам составляет 1855 ± 6 млн лет, со $\text{CKBO} = 0,86$ (см. рис. 8, c).

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования были использованы мономинеральные фракции флогопита из клинопироксенитов (обр. HN-01 и HN-08) и оливиновых клинопироксенитов (обр. HND) Укдуски.

Возрастной спектр флогопита из клинопироксенитов Укдуски (обр. HN-01) состоит из 11 ступеней, при этом девять последних ступеней формируют возрастное плато с 90 % выделенного ^{39}Ar , которое определяет временной интервал образования минерала – 1825 ± 13 млн лет (рис. 8, а, табл. 4).

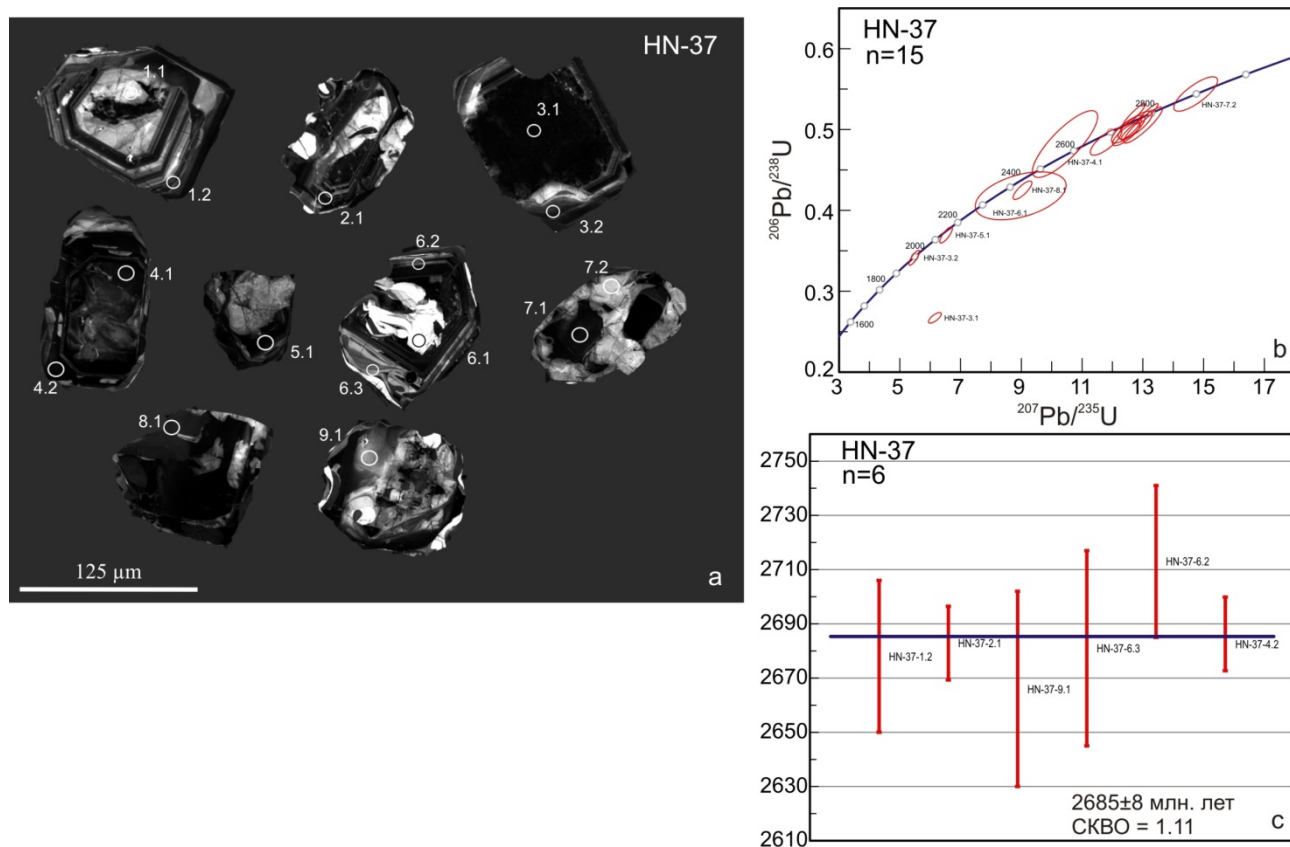


Рис. 5. Католюминесцентные изображения цирконов (а), диаграмма с конкордией (b) и график среднего взвешенного значения возраста (с) для циркона из клинопироксен-карбонат-полевошпатовых пород интрузии Укдуска (HN-37)

Fig. 5. CL images of zircons (a), U-Pb concordia diagram (b) and weighted mean age (c) for the zircons from the Ukduska clinopyroxene-carbonate-feldspar sample (HN-37)

Таблица 3

Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования титанитов из пород массивов р. Хани

Table 3

Results of U-Pb (SHRIMP II) dating of titanites from the Khani intrusions

Точ-ка	% ^{206}Pb с	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm ^{206}Pb *	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ воз-раст	$\pm$	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ воз-раст	$\pm$	% дис-корд	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	Корр. ошиб
Клинопироксенит, Укдуска (HN08)																			
6.1	0,96	241	520	2,23	76	1995	22	1851	17	-7	2,76	1,3	0,113	0,9	5,66	1,6	0,363	1,3	0,8
8.1	4,68	203	457	2,33	63	1919	17	1862	99	-3	2,88	10,0	0,114	5,5	5,44	5,6	0,347	1,0	0,2
7.2	3,72	93	484	5,39	28	1875	16	1822	32	-3	2,96	1,0	0,111	1,8	5,18	2,0	0,338	1,0	0,5
13.2	7,29	51	363	7,30	16	1855	18	1821	78	-2	3,00	1,1	0,111	4,3	5,12	4,5	0,333	1,1	0,3
9.1	1,86	109	641	6,08	32	1859	14	1826	16	-2	2,99	0,9	0,112	0,9	5,14	1,2	0,334	0,9	0,7
13.1	7,30	65	468	7,46	20	1869	20	1836	150	-2	2,97	1,2	0,112	8,0	5,21	8,1	0,336	1,2	0,2
5.1	2,59	84	361	4,44	25	1866	14	1834	21	-2	2,98	0,9	0,112	1,2	5,19	1,5	0,336	0,9	0,6
8.2	4,02	45	338	7,84	13	1858	21	1826	38	-2	2,99	1,3	0,112	2,1	5,14	2,5	0,334	1,3	0,5
12.1	3,33	42	430	10,60	13	1880	17	1847	31	-2	2,95	1,1	0,113	1,7	5,27	2,0	0,339	1,1	0,5
4.1	5,29	52	339	6,70	16	1877	18	1850	36	-1	2,96	1,1	0,113	2,0	5,27	2,3	0,338	1,1	0,5
10.2	3,17	88	464	5,43	27	1877	18	1849	27	-1	2,96	1,1	0,113	1,5	5,27	1,9	0,338	1,1	0,6
4.2	0,97	251	625	2,57	74	1874	12	1847	9	-1	2,97	0,8	0,113	0,5	5,25	0,9	0,337	0,8	0,8
2.1	1,02	435	359	0,85	128	1878	12	1853	7	-1	2,96	0,7	0,113	0,4	5,28	0,8	0,338	0,7	0,9
1.1	4,04	44	351	8,16	13	1871	19	1851	35	-1	2,97	1,1	0,113	1,9	5,26	2,2	0,337	1,1	0,5
7.1	0,57	361	608	1,74	104	1857	12	1842	6	-1	3,00	0,7	0,113	0,3	5,19	0,8	0,334	0,7	0,9

11.2	1,41	194	469	2,49	56	1833	13	1824	14	-1	3,04	0,8	0,111	0,8	5,06	1,1	0,329	0,8	0,7
3.1	2,12	119	665	5,75	36	1884	13	1874	19	-1	2,95	0,8	0,115	1,1	5,36	1,4	0,339	0,8	0,6
10.1	1,25	155	616	4,11	45	1844	14	1860	13	1	3,02	0,9	0,114	0,7	5,19	1,1	0,331	0,9	0,8
11.1	1,19	173	649	3,86	49	1812	12	1839	11	1	3,08	0,8	0,112	0,6	5,03	1,0	0,325	0,8	0,8
Клинопироксен-карбонат-полевошпатовая порода, Укдуска (HN37)																			
1.1	2,32	95	74	0,81	28	1850	14	1848	20	0	3,01	0,9	0,113	1,1	5,18	1,4	0,333	0,87	0,6
10.1	2,38	108	176	1,70	32	1868	15	1884	21	1	2,98	0,9	0,115	1,2	5,34	1,5	0,336	0,93	0,6
10.2	1,43	145	25	0,18	43	1893	13	1853	13	-2	2,93	0,8	0,113	0,7	5,33	1,1	0,341	0,8	0,7
11.1	0,94	136	24	0,18	40	1872	13	1884	13	1	2,97	0,8	0,115	0,7	5,35	1,1	0,337	0,81	0,7
12.1	3,04	78	42	0,56	23	1856	15	1843	24	-1	3,00	0,9	0,113	1,3	5,18	1,6	0,334	0,9	0,6
13.1	3,45	64	29	0,47	19	1854	15	1837	28	-1	3,00	1,0	0,112	1,6	5,16	1,8	0,333	0,95	0,5
14.1	0,67	166	25	0,16	47	1825	13	1842	9	1	3,06	0,8	0,113	0,5	5,08	0,97	0,327	0,82	0,8
15.1	2,59	81	49	0,63	24	1858	15	1859	23	0	2,99	0,9	0,114	1,3	5,23	1,5	0,334	0,9	0,6
16.1	2,27	97	186	1,98	28	1848	14	1863	19	1	3,01	0,9	0,114	1,1	5,21	1,4	0,332	0,87	0,6
16.2	0,52	146	76	0,54	42	1849	13	1857	9	0	3,01	0,8	0,114	0,5	5,20	0,97	0,332	0,83	0,9
17.1	2,79	79	105	1,36	24	1883	15	1851	23	-2	2,95	0,9	0,113	1,2	5,29	1,5	0,339	0,9	0,6
2.1	2,72	80	58	0,75	24	1846	16	1870	25	1	3,02	1,0	0,114	1,4	5,23	1,7	0,332	0,97	0,6
3.1	2,34	88	61	0,72	26	1869	14	1890	20	1	2,97	0,9	0,116	1,1	5,36	1,4	0,336	0,88	0,6
4.1	0,63	183	63	0,36	53	1843	12	1851	9	0	3,02	0,8	0,113	0,5	5,17	0,91	0,331	0,77	0,8
5.1	2,59	88	129	1,52	26	1865	14	1864	22	0	2,98	0,9	0,114	1,2	5,27	1,5	0,336	0,89	0,6
6.1	2,64	87	137	1,63	26	1852	14	1836	23	-1	3,01	0,9	0,112	1,3	5,15	1,5	0,333	0,89	0,6
7.1	3,23	65	25	0,40	19	1842	15	1881	28	2	3,02	1,0	0,115	1,6	5,25	1,8	0,331	0,96	0,5
8.1	2,52	89	66	0,77	27	1875	14	1854	21	-1	2,96	0,9	0,113	1,2	5,28	1,5	0,338	0,88	0,6
9.1	0,66	162	25	0,16	47	1872	13	1855	9	-1	2,97	0,8	0,113	0,5	5,27	0,93	0,337	0,78	0,8
9.2	0,33	385	109	0,29	111	1860	12	1850	5	-1	2,99	0,7	0,113	0,3	5,22	0,79	0,335	0,73	0,9

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ ; Pbc и Pb* – нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандарта составляла 0,17 %. (1) Коррекция на обыкновенный свинец вносилась по измеренному ^{204}Pb .

Note. Errors are 1-sigma. Pbc and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively. Error in Standard calibration was 0.17 %. (1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

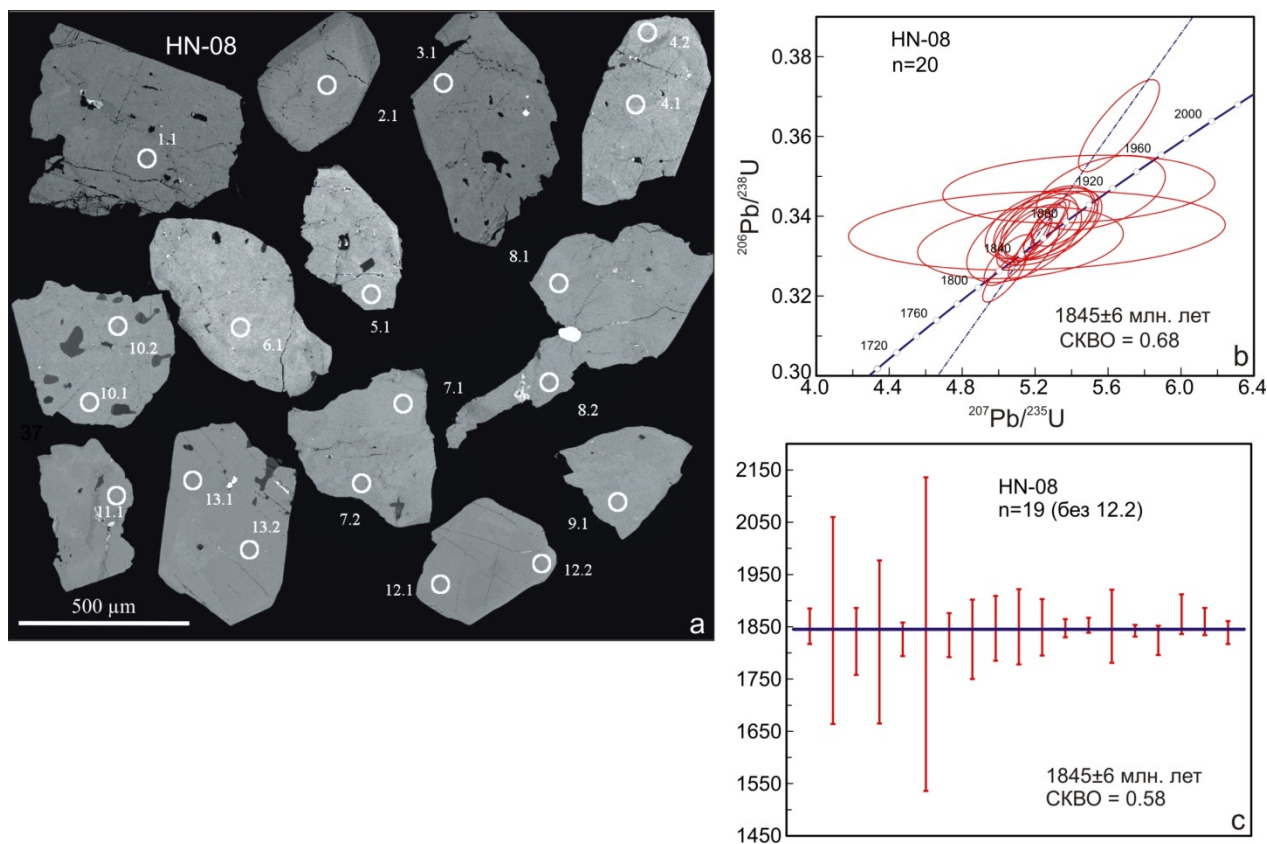


Рис. 6. Изображения в обратнорассеянных электронах (BSE) (а), диаграмма с конкордией (b) и график среднего взвешенного значения возраста (с) для титанита из клинопироксенита интрузии Укдуска (HN-08)

Fig. 6. BSE images of titanites (a), U-Pb concordia diagram (b) and weighted mean age (c) for the titanites from the Ukduska clinopyroxenite sample (HN-08)

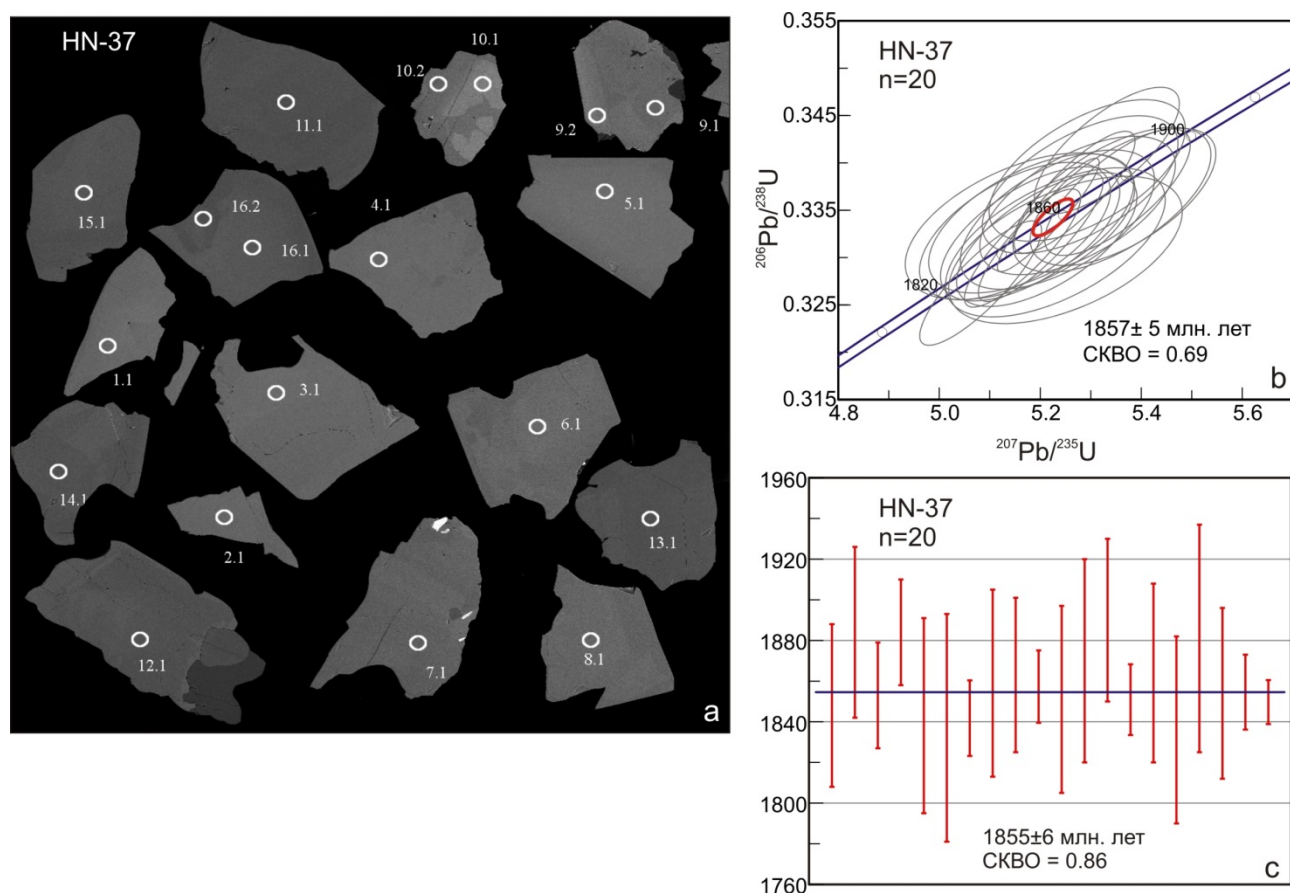


Рис. 7. Изображения в обратнорассеянных электронах (BSE) (а), диаграмма с конкордией (б) и график среднего взвешенного значения возраста (с) для титанита из клинопироксен-карбонат-полевошпатовых пород интрузии Укдуска (HN-37)

Fig. 7. BSE images of titanites (a), U-Pb concordia diagram (b) and weighted mean age (c) for the titanites from the Ukduska clinopyroxene-carbonate-feldspar sample (HN-37)

Таблица 4

Результаты Ar-Ar датирования слюд из клинопироксенитов интрузии Укдуска

Table 4

Results of Ar-Ar dating of micas from clinopyroxenites of the Ukduska intrusion

T, °C	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	Накопл. ^{39}Ar	Возраст, млн лет	±
Оливин-слюдяной клинопироксенит, Укдуска (HND)											
500	169,0	4,9	0,03	0,06	0,2	0,3	0,35	0,03	0,6	453,7	54,0
650	204,3	4,7	0,12	0,02	0,4	0,2	0,32	0,02	1,4	709,8	39,1
825	339,8	6,3	0,04	0,02	0,20	0,05	0,27	0,02	2,9	1377,3	29,3
950	435,3	0,3	0,017	0,001	0,01	0,01	0,0246	0,0004	18,3	1911,8	13,7
1 000	424,7	2,3	0,023	0,004	0,01	0,01	0,049	0,005	23,9	1862,2	15,5
1 075	424,9	0,5	0,021	0,002	0,01	0,01	0,0179	0,0007	38,4	1888,4	13,6
1 125	423,4	1,0	0,018	0,002	0,01	0,01	0,017	0,002	56,7	1885,1	13,9
1 175	422,0	0,6	0,016	0,001	0,01	0,01	0,015	0,001	78,3	1882,8	13,7
1 200	420,2	0,8	0,0174	0,0006	0,01	0,01	0,012	0,002	100,0	1880,1	13,8
Слюдяной клинопироксенит, Укдуска (HN08)											
500	377,5	27,6	0,27	0,06	0,6	0,3	0,88	0,10	0,3	731,0	119,7
650	265,6	7,9	0,01	0,01	0,2	0,1	0,19	0,03	1,3	1149,6	44,9
775	411,0	2,9	0,019	0,006	0,01	0,01	0,049	0,007	8,3	1787,3	16,2
875	409,5	1,0	0,017	0,005	0,010	0,009	0,035	0,002	14,9	1795,2	13,3
925	409,8	0,4	0,014	0,003	0,014	0,003	0,015	0,001	26,2	1812,4	12,9
950	410,5	0,6	0,018	0,001	0,007	0,002	0,016	0,001	39,7	1813,7	13,0

T, °C	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	Накопл. ^{39}Ar	Возраст, млн лет	±
975	420,5	0,9	0,017	0,002	0,010	0,010	0,010	0,002	48,3	1836,1	13,3
1 000	412,8	1,1	0,014	0,001	0,009	0,007	0,019	0,003	57,7	1817,5	13,4
1 025	414,2	1,2	0,015	0,002	0,010	0,010	0,022	0,003	65,4	1819,4	13,5
1 050	421,8	3,5	0,019	0,002	0,019	0,007	0,031	0,008	72,4	1832,7	17,4
1 075	414,7	1,6	0,020	0,001	0,005	0,005	0,015	0,004	85,6	1826,1	14,0
1 100	406,5	0,8	0,017	0,002	0,01	0,01	0,032	0,002	93,1	1789,1	13,1
1 130	415,2	1,2	0,021	0,007	0,02	0,01	0,031	0,003	100,0	1814,3	13,5
Клинопироксенит, Укдуска (HN01)											
550	220,2	8,5	0,09	0,04	0,1	0,1	0,35	0,04	0,6	738,5	64,0
650	87,8	0,8	0,031	0,008	0,19	0,02	0,076	0,009	3,3	450,2	17,0
750	389,3	3,2	0,029	0,009	0,03	0,02	0,066	0,008	7,1	1723,5	17,2
850	404,4	1,6	0,018	0,002	0,003	0,003	0,016	0,004	19,9	1811,3	14,1
900	408,9	1,6	0,011	0,003	0,011	0,002	0,018	0,004	29,5	1822,9	14,1
935	408,5	0,8	0,020	0,002	0,006	0,005	0,014	0,002	40,8	1824,6	13,3
970	411,3	0,5	0,018	0,002	0,007	0,007	0,020	0,001	49,3	1828,2	13,1
990	408,7	0,8	0,008	0,001	0,006	0,004	0,018	0,002	59,0	1821,9	13,3
1 020	410,7	1,1	0,014	0,001	0,010	0,006	0,018	0,003	70,0	1827,4	13,5
1 050	413,5	2,2	0,023	0,003	0,023	0,007	0,029	0,005	77,9	1826,5	15,0
1 090	413,2	0,7	0,014	0,003	0,022	0,003	0,021	0,002	88,7	1832,6	13,2
1 130	413,3	0,3	0,016	0,001	0,023	0,003	0,0207	0,0007	100,0	1832,7	13,1

Примечание. Ошибки приведены на уровне 2σ.

Note: Errors are 2-sigma.

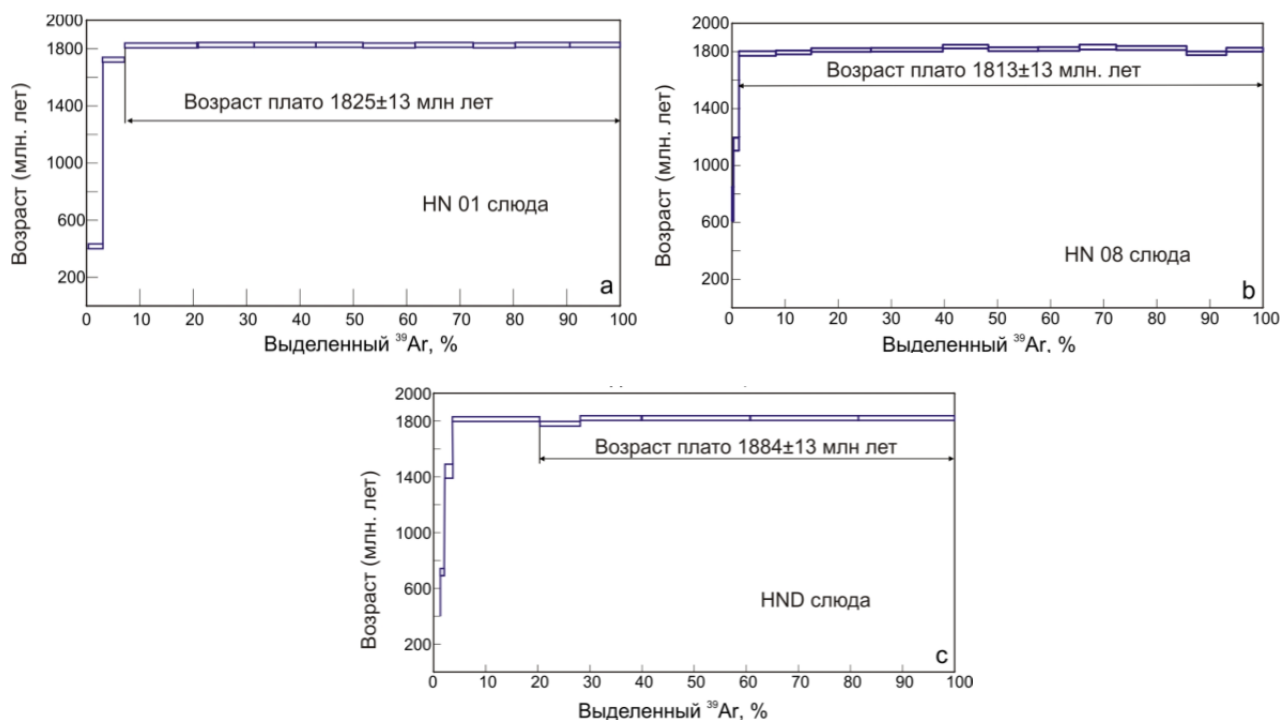


Рис. 8. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюд из пород интрузии Укдуска. Возрастные спектры флогопита из клинопироксенитов (обр. HN-01) (a) и (обр. HN-08) (b); флогопита из оливин-слюдяного клинопироксенита (обр. HND) (c)

Fig. 8. Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of micas from rocks of the Ukduska intrusion. Age spectra of phlogopite from clinopyroxenites HN-01 (a) and HN-08 (b); phlogopite from olivine-mica clinopyroxenite (HND) (c)

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр флогопита из клинопироксенитов Укдуски (обр. HN-08) состоит из 12 ступеней, 11 последних ступеней удовлетворяют критерию

возрастного плато и определяют средневзвешенный возраст исследуемого образца величиной 1813 ± 13 млн лет (рис. 8, b; табл. 4). Количество выделен-

ного ^{39}Ar в рамках возрастного плато соответствует 98 % от общего объема ^{39}Ar , выделившегося из образца в ходе эксперимента.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр флогопита из оливин-слюдяного клинопироксенита (обр. HND) состоит из восьми ступеней. Пять последних ступеней формируют плато с 80 % выделенного ^{39}Ar . Согласно этому плато, средневзвешенный возраст образования флогопита равен 1884 ± 13 млн лет (рис. 8, с; табл. 4).

Обсуждение

Полученные значения возраста по цирконам (U-Pb SHRIMP II метод) из клинопироксенитов и клинопироксен-карбонат-полевошпатовых пород массивов р. Хани ложатся в интервал 2,69–2,68 млрд лет. С учетом внутреннего строения цирконов, они могли бы отражать время формирования вышеперечисленных пород. Однако этому выводу противоречат: (1) наличие кайм в цирконе с более молодыми возрастными характеристиками (2,01 млрд лет), явно свидетельствующие о более поздних процессах переработки минерала; (2) отсутствие сколько-нибудь значимых признаков метаморфического преобразования пород, исследуемых интрузий. Последнее наблюдение очень важно, поскольку в данном регионе выделяется несколько эпизодов высокоградного метаморфизма, один из которых связан с периодом 2,6–2,4 млрд лет [Котов, 2003; Сальникова и др., 2004; Ларин и др., 2006; Глебовицкий и др., 2012]. Авторы связывают этот этап интенсивного гранулитового метаморфизма с процессами гранитизации и мигматизации, формированием многочисленных интрузий эндербитов (2627 ± 16 млн лет) и чарнокитов (2614 ± 7 млн лет), внедрением интрузий каларского комплекса (2611 ± 38 – 2623 ± 23 млн лет). В этот же период в районе распространения массивов р. Хани происходили метаморфические преобразования габбро амнуннактинского комплекса, имеющие возраст формирования 2709 ± 29 млн лет [Радьков и др., 2015].

Полученный возраст оторочки (2,01 млрд лет) циркона из клинопироксенитов близок времени образования гранитоидов катугинского комплекса и связанного с ним оруденения [Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015]. Считается, что период 2,04–1,92 млрд лет знаменует коллизию Алданского и Станового микроконтинентов и процессы орогенеза Алданской гранулит-гнейсовой области [Гусев, Ханин, 1995; Ларин и др., 2000]. Это событие сопровождалось значительной метаморфической переработкой магматических основных пород [Nutman et al., 1992] и гранитообразованием, со становлением биотитовых, амфибол-биотитовых и ортопироксено-

вых гранитов [Котов, 2003; Котов и др., 2004]. Некоторые исследователи связывают формирование автономных анортозитов каларского комплекса с этим этапом активности [Глуховский и др., 2011], а другие – с их метаморфическим преобразованием [Сальникова и др., 2004].

Таким образом, учитывая отсутствие признаков метаморфического преобразования исследуемых пород, можно предполагать ксеногенную природу цирконов из клинопироксенитов и клинопироксен-карбонат-полевошпатовых пород массивов р. Хани.

Определенные значения возраста в интервале 1,88–1,81 млрд лет для кристаллов титанита и флогопита, сформированных в магматическую стадию (согласно петрографическим наблюдениям), характеризуют время кристаллизации пород. Полученные оценки возраста для титанита и флогопита из клинопироксенитов, оливиновых клинопироксенитов и клинопироксен-карбонат-полевошпатовых пород совпадают в пределах ошибки с таковой, определенной по апатиту и амфиболу из пироксенитов [Неймарк и др., 1984]. В таком случае формирование клинопироксенитов и клинопироксен-карбонат-полевошпатовых пород р. Хани находится во временном интервале интенсивных постколлизийных магматических процессов Алдано-Станового щита. Эти процессы сопровождались образованием магнезиокарбонатитов селигдарского комплекса (1,90–1,88 млрд лет), дайковых роев основных пород каларо-нимырского (1,85–1,86 млрд лет) и сулуматского (1,88 млрд лет) комплексов, расслоенных интрузий чинейского комплекса (1,87 млрд лет), даек лампроитов (1,87 млрд лет) и гранитоидов А-типа (1,88–1,87 млрд лет) в пределах Алдано-Станового щита [Богатилов и др., 1991; Попов и др., 2009; Ларин и др., 2012; Радьков и др., 2015; Ernst et al., 2016; Prokopyev et al., 2017, 2019].

Стоит отметить, что позднепалеопротерозойские (1,9–1,8 млрд лет) постколлизийные магматические процессы были широко проявлены не только на Алдано-Становом щите, но и в пределах южной части Сибирского кратона и являлись следствием крупномасштабной стадии образования структуры Сибирского кратона, а формирующиеся в этот этап магматические породы были объединены в Южно-Сибирский постколлизийный вулканоплутонический пояс [н-р Ларин и др., 2003; Gladkochub et al., 2006; Гладкочуб и др., 2012; Mekhonoshin et al., 2016].

Заключение

Полученные значения возраста по ядрам и каймам (U-Pb SHRIMP II метод) цирконов из пироксенитов и клинопироксен-карбонат-полевошпатовых

пород ложатся в интервал 2,69–2,68 и 2,01 млрд лет соответственно. Отсутствие признаков метаморфического преобразования пород, с учетом проявления высокоградного регионального метаморфизма в исследуемом районе в период 2,6–2,4 и 2,04–1,92 млрд лет, позволяет предполагать ксеногенную природу цирконов. Определенные значения возраста в интер-

вале 1,88–1,81 млрд лет для титанита (U-Pb SHRIMP II метод) и флогопита (Ag-Ag метод), сформированных в магматическую стадию, характеризуют время кристаллизации пород. Полученные оценки возраста находятся во временном интервале интенсивных постколлизийных магматических процессов Алдано-Станового щита.

Список источников

- Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др.** Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Булах А.Г., Гулий В.Н., Золотарев А.А.** Фосфорные руды докембрийских толщ Алдана: геология, минералогия, генезис. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1990. 220 с.
- Владыкин Н.В.** Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и глубинных источников // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников: сб. научн. тр. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2001. С. 18–45.
- Владыкин Н.В., Лепехина Е.А.** Возраст необычных ксеногенных цирконов из кимберлитов Якутии // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429, № 6. С. 774–778.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У.** Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. № 4. С. 28–41.
- Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б., Баженова Г.Н., Елизаров Д.В., Серов П.А.** Автономные анортозиты Алданского щита и связанные с ними породы: возраст, геохимия и механизм образования (на примере Каларского массива) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439, № 5. С. 651–659.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Ризванова Н.Г., Саморукова Л.М.** U-Pb возраст автохтонных палеопротерозойских чарнокитов Алданского щита // Доклады Академии наук. 2012. Т. 443, № 6. С. 700–706.
- Гулий В.Н.** Геология и генезис апатитопроявлений юго-западной части Алданского щита (бассейн р. Хани): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ЛГУ, 1985. 24 с.
- Гусев Г.С., Ханн В.Е.** О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
- Зубакова Е.А.** Минеральный состав пород Ханинского массива (Алданский щит, Якутия) // Металлогения древних и современных океанов. 2021. Т. 27. С. 141–143.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.** Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супра-кrustальных комплексов Алданского щита: Первые Sm-Nd изотопные данные // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе: (Земная кора и мантия): тез. докл. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. Т. 2. С. 56–57.
- Котов А.Б.** Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др.** Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12, № 1. С. 46–67.
- Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Казанский В.И., Сальникова Е.Б., Перцев Н.Н., Ковач В.П., Яковлева С.З.** Возрастные границы формирования главных картируемых структурных элементов центральной части Алданского щита // Доклады Академии наук. 2005. Т. 405, № 8. С. 1155–1158.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю.** Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита // Доклады Академии наук. 2006. Т. 410, № 1. С. 91–94.
- 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 редкометального месторождения (Алданский щит) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463, № 2. С. 187–191.
- Котов А.Б., Сквитина Т.М., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Лопатин Д.В., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Бобровская О.В.** Новые данные о возрасте континентальной коры западной части Алданского щита: результаты изотопно-геохимических Sm-Nd исследований кайнозойских песчаных отложений Чарской и Токкинской впадин // Доклады Академии наук. 2017. Т. 475, № 3. С. 291–294.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.** Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 267–279.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.** О возрасте Катугинского Ta-Nb месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенической эпохи // Доклады Академии наук. 2002. Т. 383, № 6. С. 807–811.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.** Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Доклады Академии наук. 2003. Т. 392, № 4. С. 506–511.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.** Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 4–24.
- Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П.** Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района // Доклады АН СССР. 1984. Т. 279, № 3. С. 713–717.
- Панина Л.И., Прошенкин И.Е., Булгакова Е.Н.** Формирование пород Ханинского массива (Алданский щит) по данным изучения химизма расплавных включений // Геология и геофизика. 1987а. № 8. С. 50–62.

Панина Л.И., Прошенкин И.Е., Булгакова Е.Н., Усольцева Л.М. Ханинский массив ультраосновных-средних пород и его генезис (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1987b. № 6. С. 39–49.

Перовская Л.К., Барина А.С. и др. Отчет по предварительной разведке месторождения Укдуска Ханинского апатитового района за 1984–1986 гг. Ханинская ГРП, 1987. О-50-XXX, О-50-XXV, Якутская АССР. 231 с.

Прошенкин И.Е., Кузнецова И.К. Некоторые особенности порообразующих минералов Ханинского массива (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 85–93.

Радков А.В., Молчанов А.В., Артемьев Д.С., Белекко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-51 – Алдан. Объяснительная записка. СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.

Родионов Н.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Капитонов И.Н., Балашова Ю.С., Беляцкий Б.В., Арзамасцев А.А., Сергеев С.А. U-Pb SHRIMP-II возраст титанита и время образования апатит-нефелиновой минерализации Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 8. С. 1195–1210.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Толкачев М.Д. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 3. С. 3–11.

Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Фундамент Северо-Азиатского кратона: Алдано-Становой щит: Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М. : Наука/Интерпериодика, 2001. С. 81–103.

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.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chemical Geology. 1996. V. 129. P. 307–324.

Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. 2006. V. 147. P. 260–278.

Ernst R., Hamilton M., Söderlund U. et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. 9. P. 464–469.

Kennedy A.K., Kamo S.L., Nasdala L., Timms N.E. Grenville skarn titanite: potential reference material for SIMS U-Th-Pb analysis // Canadian Mineralogist. 2010. V. 48 (12). P. 1423–1443.

Ludwig K.R. SQUID 1.00, A user's manual. BGC Special Publication 2, 2455 Ridge Road, Berkeley, 2000, CA 94709, USA, 54 p.

Ludwig K.R. SQUID 2: A user's manual, rev. 12 // BGC Special Publication. 2009. V. 5. 2455. 110 p.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publication 1a: 2455 Ridge Road, Berkeley, 2003, CA 94709, USA, 71 p.

Mekhonoshin A.S., Ernst R., Soderlund U., Hamilton M.A., Kolotilin A.T.B., Izokh A.E., Polyakov G.V., Tolstykh N.D. Relationship between platinum-bearing ultramafic-mafic intrusions and large igneous provinces (exemplified by the Siberian craton) // Russ. Geol. Geophys. 2016. V. 57 (5). P. 822–833.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the midProterozoic // Precambrian Research. 1992. V. 54. P. 195–210.

Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Sergeev S.A. Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) // Ore Geology Review. 2017. № 81. P. 296–308.

Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Sergeev S.A., Ernst R.E., Ponomarev J.D., Redina A.A., Chebotarev D.A., Nikolenko A.M., Dultsev V.F., Moroz T.N., Minakov A.V. Petrography, mineralogy and SIMS U-Pb geochronology of 1.9–1.8 Ga carbonates and associated alkaline rocks of the Central-Aldan magnesiocarbonatite province (South Yakutia, Russia) // Mineralogy and Petrology. 2019. № 113. P. 329–352.

Rosen O.M. Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent // Russian Journal of Earth Sciences. 2002. № 4 (2). P. 103–119.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / eds. by M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridely. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Review of Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

References

Bogatikov O.A., Ryabchikov I.D., Kononova V.A. et al. Lamproity [Lamproites]. Moscow: Nauka, 1991. 302 p. In Russian
Bulakh A.G., Guliy V.N., Zolotarev A.A. Fosfornye rudy dokembriyskikh tolshch Aldana: geologiya, mineralogiya, genezis [Phosphorus ores of the Precambrian strata of Aldan: geology, mineralogy, genesis]. Leningrad: University Publishing House, 1990. 220 p. In Russian

Vladykin N.V. Aldanskaya provintsiya K-shchelochnykh porod i karbonatitov: voprosy magmatizma, genezisa i glubinnnykh istochnikov: Shchelochnoy magmatizm i problemy mantiynykh istochnikov [Aldan province of K-alkaline rocks and carbonatites: questions of magmatism, genesis and deep sources: Alkaline magmatism and problems of mantle sources]. Irkutsk: Publishing house of ISTU, 2001. pp. 18–45. In Russian

Vladykin N.V., Lepekhina E.A. The age of unusual xenogenic zircons from the kimberlites of Yakutia // Doklady of Earth Sciences. 2009. T. 429. pp. 1451–1456.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ernst R., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Pisarevsky S.A., Wingate M., Sederlund U. Proterozoic basic magmatism of the Siberian Craton: Main stages and their geodynamic interpretation // Geotectonics. 2012. 46(4), pp. 273–284.

Glukhovskiy M.Z., Kuzmin M.I., Bayanova T.B., Bazhenova G.N., Elizarov D.V., Serov P.A. Autonomous anorthosites of the Aldan shield and related rocks: age, geochemistry and mechanism of formation (on the example of the Kalar massif) // Doklady of Earth Sciences. 2011. V. 439. p. 1113.

Glebovitsky V.A., Sedova I.S., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Rizvanova N.G., Samorukova L.M. U-Pb Age of autochthonous Paleoproterozoic charnockite in the Aldan Shield // *Doklady of Earth Sciences*, 2012, V. 443, No. 6, pp. 451–457

Guliy V.N. *Geologiya i genezis apatitoproyavleniy yugo-zapadnoy chasti Aldanskogo shchita (bassey n r. Khani). Avtoreferat kandidatskoy dissertatsii* [Geology and genesis of apatite occurrences in the southwestern part of the Aldan shield (basin of the Khani river): Ph.D. thesis abstract] Leningrad: "LSU", 1985. 24 p. In Russian

Gusev G.S., Khain V.E. On the relationships between the Baikal-Vitim, Aldan-Stanovoy and Mongol-Okhotsk terranes (south of Central Siberia) // *Geotectonics*. 1995. No. 5. P. 68–82.

Zubakova E.A. Mineral composition of rocks of the Khaninsky massif (Aldan shield, Yakutia) // *Metallogeny of ancient and modern oceans*. 2021. V. 27. pp. 141–143. In Russian

Kovach V.P., Kotov A.B., Salnikova E.B., et al. Age boundaries of the formation of highly metamorphosed supracrustal complexes of the Aldan shield: the first Sm-Nd isotope data // *Russian Foundation for Basic Research in the Siberian region: (Earth's crust and mantle): Abstracts*. Irkutsk: IZK SO RAN, 1995. V. 2. pp. 56–57. In Russian

Kotov A.B. *Granichnyye usloviya geodinamicheskikh modeley formirovaniya kontinental'noy kory Aldanskogo shchita: Avtoref. dis. ... dokt. geol. min. nauk* [Boundary conditions of geodynamic models for the formation of the continental crust of the Aldan shield: Author's abstract. dis. ... doct. geol. min. sciences] IGGD RAN: St. Petersburg State University Publishing House, 2003. 78 p. In Russian

Kotov A.B., Salnikova E.B., Larin A.M. Early Proterozoic granitoids of the junction zone of the Olekma granite-greenstone and Aldan granulite-gneiss regions, Aldan shield: age, sources and geodynamic setting of formation // *Petrology*. 2004. V. 12. No. 1. pp. 37–55.

Kotov A.B., Glebovitsky V.A., Kazansky V.I., Salnikova E.B., Pertsev N.N., Kovach V.P., Yakovleva S.Z. Age boundaries of the formation of the main mapped structural elements of the central part of the Aldan shield // *Doklady of the Earth Sciences*. 2005. V. 405, No. 8, pp. 1155–1158.

Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Glebovitsky V.A., Kovach V.P., Larin A.M., Velikoslavinsky S.D., Zagornaya N.Y. Sm-Nd isotopic provinces of the Aldan shield // *Doklady Earth Sciences*. 2006. V. 410. No. 7. pp. 1066–1069.

Kotov A.B., Vladykin N.V., Larin A.M., Gladkochub D.P., Salnikova E.B., Sklyarov E.V., Tolmacheva E.V., Donskaya T.V., Velikoslavinsky S.D., Yakovleva S.Z. New data on the age of ore formation in the unique Katugin rare-metal deposit (Aldan Shield) // *Doklady of Earth Sciences*, 2015, V. 463, No. 2, pp. 663–667

Kotov A.B., Skovitina T.M., Kovach V.P., Velikoslavinsky S.D., Lopatin D.V., Sklyarov E.V., Tolmacheva E.V., Bobrovskaya O.V. New data on the age of the continental crust of the western part of the Aldan shield: results of isotope-geochemical Sm-Nd studies of Cenozoic sandy deposits of the Chara and Tokkinskaya depressions // *Doklady of the Earth Sciences*. 2017. V. 475, No. 1. pp. 758–761.

Larin A.M., Kotov A.B., Salnikova E.B. New data on the age of granites of the Kodar and Tukuringra complexes, Eastern Siberia // *Petrology*. 2000. T. 8. No. 3. pp. 267–279.

Larin A.M., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Berezhnaya N.G., Ivanov V.E. Age of the Katugin Ta-Nb ore deposit (Aldan-Stanovoi shield): The problem of distinguishing of new global rare-metal metallogenic epoch // *Doklady of the Earth Sciences*. 2002. V. 383. No. 3. pp. 336–339.

Larin A.M., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Ryt'sk E.Yu., Yakovleva S.Z., Berezhnaya N.G., Kovach V.P., Kovalenko V.I., Buldygerov V.V., Srytsev N.A. North-Baikal volcanoplutonic belt: Timing and tectonic setting // *Doklady of Earth Sciences*. 2003. V. 392. No. 4. pp. 963–967.

Larin A.M., Kotov A.B., Salnikova E.B. The Kalar Complex, Aldan-Stanovoi Shield, an ancient anorthosite-mangerite-charnockite-granite association: Geochronologic, geochemical, and isotopic-geochemical characteristics // *Petrology*. 2006. T. 14. No. 1. pp. 2–20.

Neimark L.A., Iskanderova A.D., Timashkov A.N., Mironyuk E.P. *Novyye dannyye o vozraste porod i rud Khaninskogo apatitonosnogo rayona* [New data on the age of rocks and ores of the Khaninsky apatite-bearing region] // *Doklady of the Academy of Sciences of the USSR*. 1984. V. 279. No. 3. pp. 713–717. In Russian

Panina L.I., Proshenkin I.E., Bulgakova E.N. Formation of rocks of the Khaninsky massif (Aldan shield), according to the study of the chemistry of melt inclusions // *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)*. 1987a. No. 8. pp. 50–62. In Russian

Panina L.I., Proshenkin I.E., Bulgakova E.N., Usoltseva L.M. Khani massif of ultrabasic-basic rocks and its genesis (Aldan shield) // *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)*. 1987b. No. 6. pp. 39–49. In Russian

Popov N.V., Kotov A.B., Postnikov A.A. et al. Age and tectonic position of the Chiney Layered Massif, Aldan shield. // *Dokl. Earth Sc.* 2009. V. 424. No. 1. pp. 64–67.

Perovskaya L.K., Barinova A.S., et al. *Otchet po predvaritel'noy razvedke mestorozhdeniya Ukduska Khaninskogo apatitonosnogo rayona za 1984–1986 gg. Khaninskaya GRP, 1987. O-50-KhKhKh, O-50-KhKhV, Yakutskaya ASSR* [Report on preliminary exploration of the Ukduska deposit in the Khaninsky apatite-bearing region for 1984–1986. Khaninskaya GRP, 1987. O-50-XXX, O-50-XXV, Yakutsk ASSR]. 231 p. In Russian

Proshenkin I.E., Kuznetsova I.K. Some features of rock-forming minerals of the Khani massif (Aldan shield) // *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)*. 1988. No. 6. pp. 85–93. In Russian

Radkov A.V., Molchanov A.V., Artemiev D.S., Belenko E.V. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Aldano-Zabaykal'skaya. List O-51 – Aldan. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1000000 (third generation). Aldan-Transbaikalian series. Sheet O-51-Aldan. Explanatory letter]. St. Petersburg : Cartographic factory VSEGEI, 2015. 365 p. In Russian

Rodionov N.V., Lepekhina E.N., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Balashova Yu.S., Belyatsky B.V., Arzamastsev A.A., Sergeev S.A. U-Pb SHRIMP-II ages of titanite and timing constraints on apatite-nepheline mineralization in the Khibiny and Lovozero alkaline massifs // *Russian Geology and Geophysics*. 2018. V. 59. No. 8. pp. 962–974

Sal'nikova E.B., Larin A.M., Kotov A.B., Glebovitsky V.A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P., Berezhnaya N.G., Tolkachev M.D., Sukhanov M.K. The Kalar anorthosite-charnockite complex of the Aldan-Stanovoi shield: age and tectonic implications // *Stratigraphy and geological correlation*. 2004. V. 12. No. 3. pp. 221–228.

Smelov A.P., Zedgenizov A.N., Timofeev V.F. *Fundament Severo-Aziatskogo kratona: Aldano-Stanovoy shchit: Tektonika, geodinamika i metallogeniya territorii Respubliki Sakha (Yakutiya)* [The basement of the North Asian craton: Aldan-Stanovoy shield: Tectonics, geodynamics and metallogeny of the territory of the Republic of Sakha (Yakutia)]

tonics, geodynamics and metallogeny of the territory of the Republic of Sakha (Yakutia)]. Moscow : MAIK "Science / Interperiodica" 2001. pp. 81–103. In Russian

Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. Thermochronology of the Chernorudskaya granulite zone (Ol'khon region, Western Baikal region) // *Geochemistry International*. 2009. No. 11. pp. 1107–1124

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chemical Geology* 1996. V. 129. pp. 307–324.

Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precambrian Research* 2006. V. 147. pp. 260–278.

Ernst R., Hamilton M., Söderlund U. et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. // *Nature Geoscience*. 2016. 9. pp. 464–469.

Kennedy A.K., Kamo S.L., Nasdala L., Timms N.E. Grenville skarn titanite: potential reference material for SIMS U-Th-Pb analysis // *Canadian Mineralogist*. 2010. v. 48 (12). pp. 1423–1443.

Ludwig K.R. SQUID 1.00, A user's manual. BGC Special Publication 2, 2455 Ridge Road, Berkeley, 2000, CA 94709, USA, 54 p.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publication 1a: 2455 Ridge Road, Berkeley, 2003, CA 94709, USA, 71 p.

Ludwig K.R. SQUID 2: A user's manual, rev. 12 // BGC Special Publication. 2009. V. 5. 2455. 110 p.

Mekhonoshin, A.S., Ernst, R., Soderlund, U., Hamilton, M.A., Kolotilin, A.T.B., Izokh, A.E., Polyakov, G.V., Tolstykh, N.D. Relationship between platinum-bearing ultramafic- mafic intrusions and large igneous provinces (exemplified by the Siberian craton) // *Russ. Geol. Geophys.* 2016. 57 (5). pp. 822–833.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the midProterozoic // *Precambrian Research* 1992. V. 54. pp. 195–210.

Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Sergeev S.A. Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia). // *Ore Geology Review* 2017.81, pp. 296–308.

Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Sergeev S.A., Ernst R.E., Ponomarev J.D., Redina A.A., Chebotarev D.A., Nikolenko A.M., Dultsev V.F., Moroz T.N. and Minakov A.V. Petrography, mineralogy and SIMS U-Pb geochronology of 1.9–1.8 Ga carbonatites and associated alkaline rocks of the Central-Aldan magnesiocarbonatite province (South Yakutia, Russia) // *Mineralogy and Petrology*. 2019. 113. pp. 329–352.

Rosen O. M. Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent // *Russian Journal of Earth Sciences* 2002. 4(2). pp. 103–119

Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridely. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Review of Economic Geology*. 1998. V.7. pp. 1–35.

Информация об авторах:

Дорошкевич А.Г., доктор геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией рудоносности щелочного магматизма, Институт геологии и минералогии им. И.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Шарыгин В.В., старший научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук, лаборатория термобарогеохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: sharygin@igm.nsc.ru

Пonomарчук А.В., младший научный сотрудник, лаборатория изотопно-аналитической геохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: antponomar@gmail.com

Изох А.Э., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. И.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: izokh@igm.nsc.ru

Избродин И.А., заведующий лабораторией петрологии, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: izbrodin@ginst.ru

Зубакова Е.А., инженер, Институт геологии и минералогии им. И.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: zybakovaea@igm.nsc.ru

Прокопьев И.Р., кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория рудоносности щелочного магматизма, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: prokop@igm.nsc.ru

Сергеев С.А., кандидат геолого-минералогических наук, директор ЦИИ, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: Sergey_Sergeev@vsegei.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Doroshkevich A.G., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory of ore-forming processes of alkaline magmatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Sharygin V.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: sharygin@igm.nsc.ru

Ponomarchuk A.V., Junior Researcher, Laboratory of isotope-analytical geochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: antponomar@gmail.com

Izokh A.E., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: izokh@igm.nsc.ru

Izbrodin I.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory of petrology, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: izbrodin@ginst.ru

Zubakova E.A., Engineer, Laboratory of ore-forming processes of alkaline magmatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: zybakovaea@igm.nsc.ru

Prokopyev I.R., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher, Laboratory of ore-forming processes of alkaline magmatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: prokop@igm.nsc.ru

Sergeev S.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Director of Isotopic Investigation Center, AP Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia.

E-mail: Sergey_Sergeev@vsegei.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 24.06.2021; одобрена после рецензирования 18.11.2021; принята к публикации 09.09.2022

The article was submitted 24.06.2021; approved after reviewing 18.11.2021; accepted for publication 09.09.2022

Original article

doi: 10.17223/25421379/24/2

GEOCHEMICAL SIMILARITY OF CAMBRIAN ALKALINE AND SUBALKALINE MAGMATISM (KUZNETSK ALATAU OROGEN, SIBERIA): A NEW DATA SYNTHESIS

Vassily V. Vrublevskii¹



¹ National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia, vasvr@yandex.ru

Abstract. This is a synthesis of recent geochemical evidence from Cambrian granitic, gabbro-monzonitic, and few small gabbro-foioidolitic intrusions in the Early Paleozoic Kuznetsk Alatau orogen (western Central Asian Orogenic Belt, Siberia). Their origin is attributed to late- and post-orogenic regional magmatism which produced different rock types sharing basic similarity in isotope systematics and trace-element compositions. The $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values of ~ 2 to 8.7 in main igneous lithologies record the extent of interaction between depleted and enriched mantle. Concurrent increase of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7039–0.7058) ratios and $\delta^{18}\text{O}$ values (6.5–13 ‰) in rocks and minerals, as well as ^{207}Pb enrichment ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) = 15.5\text{--}15.7$), indicate crustal contamination of mantle melts. Trace-element patterns in the rocks correspond to a mixed IAB + OIB source. The alkaline and subalkaline rocks of the Kuznetsk Alatau area share trace element and isotopic similarity and apparently emplaced almost synchronously late during a regional-scale tectonic event. The synthesized data show that Cambrian magmatism in the area involved mixed mantle and continental crust melt components and acted in a complex tectonic setting of the former active margin of the Paleo-Asian Ocean impacted by a mantle plume.

Keywords: Cambrian magmatism, trace-element and isotope geochemistry, mantle plume, continental margin, Paleo-Asian Ocean, Kuznetsk Alatau orogen

Source of financing: this study was supported by the Russian Ministry of Higher Education and Science (Project 0721-2020-0041).

Acknowledgment: I wish to thank my colleagues from the National Research Tomsk State University (Russia) and many other geological institutions of the Russian Academy of Sciences for cooperation in the field and analytical work.

For citation: Vrublevskii V.V. (2022) Geochemical similarity of Cambrian alkaline and subalkaline magmatism (Kuznetsk Alatau Orogen, Siberia): a new data synthesis. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 27–39. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/24/2

Научная статья

УДК 552.11:552.3:550.4(571.17)

doi: 10.17223/25421379/24/2

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ СХОДСТВО КЕМБРИЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО И СУБЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ, СИБИРЬ): СИНТЕЗ НОВЫХ ДАННЫХ

Василий Васильевич Врублевский¹

¹ Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, vasvr@yandex.ru

Аннотация. Обобщены последние геохимические данные по кембрийским гранитоидным, габбро-монзонитовым и габбро-фойдолитовым интрузивам каледонид Кузнецкого Алатау в западной части Центрально-Азиатского орогенического пояса (Сибирь). Их происхождение связано с развитием поздне- и посторогенного регионального магматизма, в результате которого образовались различные изверженные породы, сходные по микроэлементному и изотопному составу. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \sim 2\text{--}8,7$ в главных интрузивных разновидностях отражают степень взаимодействия между деплетированной и обогащенной мантией. Одновременное увеличение первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7039–0,7058) и значений $\delta^{18}\text{O}$ (6,5–13 ‰) в породах и минералах, а также обогащение ^{207}Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) = 15,5\text{--}15,7$) указывают на коровую контаминацию мантийных расплавов. Соотношения редких рассеянных элементов в плутонах соответствуют смешанному IAB + OIB источнику. Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау обладают сходством по микроэлементам и изотопам и, по-видимому, сформировались почти синхронно во время позднего регионального тектогенеза. Синтез данных показывает, что кембрийский магматизм происходил при смешении в расплаве компонентов мантии и континентальной коры в сложной геодинамической обстановке воздействия сублитосферного плюма на ранее сформированную активную окраину Палеоазиатского океана.

Ключевые слова: Кембрийский магматизм, геохимия редких рассеянных элементов и изотопов, мантийный плюм, континентальная окраина, Палеоазиатский океан, Кузнецкий Алатау

Источник финансирования: исследование проведено при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проект 0721-2020-0041).

Благодарности: автор признателен коллегам из Национального исследовательского Томского государственного университета (Россия) и геологических институтов Российской академии наук за сотрудничество в полевых и аналитических работах.

Для цитирования: Vrublevskii V.V. Geochemical similarity of Cambrian alkaline and subalkaline magmatism (Kuznetsk Alatau Orogen, Siberia): a new data synthesis // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 27–39. doi: 10.17223/25421379/24/2

Introduction

Multiple events of alkaline and subalkaline intraplate magmatism in the geological history of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) have been attributed to the action of mantle plumes [Ernst, 2014; Yarmolyuk, Kuzmin, Ernst, 2014]. Most of Paleozoic intrusions are located in the western flank of the orogenic belt, in the regions of Kuznetsk Alatau, Minusa, Altai-Sayan, Lake Baikal, southeastern Tuva, western Transbaikalia, and northern Mongolia [Yashina, 1982; Nikiforov, Yarmolyuk, 2007; Sklyarov et al., 2009; Yarmolyuk, 2010; Doroshkevich et al., 2012, 2018; Vrublevskii et al., 2012, 2014, 2016a, 2016b, 2018a, 2019, 2020 a, 2020b; Vrublevskii, 2015; Izbrodin et al., 2017; Vrublevskii, Kruk, 2018; Salnikova et al., 2018; Vorontsov et al., 2021; Vrublevskii, Gertner, 2021].

The Early Paleozoic (Caledonian) Kuznetsk Alatau orogen is an island arc terrane within CAOB that formed along the Paleo-Asian active margin. The collisional and accretionary processes were associated with closure of the Paleo-Asian Ocean which, together with the Protopacific ocean, opened as a result of the plume-induced break-up of the Neoproterozoic Rodinia supercontinent about 900–800 Ma ago [Şengör, Natal'in, Burtman, 1993; Khain, 2003; Dobretsov, Buslov, Vernikovskiy, 2003; Windley et al., 2007; Li et al., 2008; Kheraskova et al., 2010; Wilhelm, Windley, 2015; Wan et al., 2018].

The regional-scale event of late- and post-orogenic magmatism, which spanned an interval from ~510 to 490 Ma, produced granitic, gabbro-monzonitic, and mafic alkaline rocks with the respective U-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr ages. It is important to identify the mantle sources of parent melts that produced the diverse subalkaline and alkaline plutonic rocks of the Kuznetsk Alatau terrane [Vrublevskii et al., 2014, 2015, 2016a, 2016b, 2018a].

The aim of this paper is to bring together previously published [Vrublevskii et al., 2016a, 2018a; Vrublevskii, Gertner, 2021] but dispersed geochemical results for specific intrusions within the Kuznetsk Alatau terrane, which are nearly coeval but compositionally different. The synthesized trace-element and isotopic data from

the Cambrian igneous rocks of the area reveal several components in parent magmas that represent an active margin setting and an effect of a mantle plume. The geochemical and geochronological proximity of different igneous lithologies suggests similarity of their magma sources and almost synchronous emplacement in the conditions of a possible plume impact on the lithospheric complexes of a former island arc. The model of regional-scale Cambrian magmatism is new for the Kuznetsk Alatau area. The chronology and evolution trends of the Cambrian magmatism have implications for exchange and/or recycling of material at convergent plate boundaries.

Geological background

The Kuznetsk Alatau accretionary-collisional terrane borders the Minusa and Kuznetsk rift basins in the west and east, respectively (Fig. 1), and has a complex tectonic framework. It comprises abundant Early Paleozoic oceanic and island arc complexes with fragments of the Precambrian basement and small superimposed Devonian graben-like basins [Kungurtsev et al., 2001], as well as deformed Neoproterozoic-Cambrian volcanics and clastic-carbonate sediments, Middle Paleozoic subcontinental volcano-sedimentary deposits, Late Precambrian ophiolites, and Cambrian plutons. Less abundant Devonian and Permian intrusions appear most often as small mafic alkaline stocks and dikes [Vrublevskii, Gertner, 2021]. The general tectonic style of the Kuznetsk Alatau terrane, like the whole Central Asian Orogenic Belt, records the history of its collisions with other terranes during the Paleo-Asian Ocean closure [Dobretsov, Buslov, Vernikovskiy, 2003; Yarmolyuk et al., 2003].

The Cambrian plutons of different compositions discussed in this paper are located in the northern (Mariinsk segment) and eastern (Batenev segment) slopes of the Kuznetsk Alatau Range, where they intrude metamorphosed volcanic and carbonate sediments (Fig. 1 b, 2).

Mafic alkaline magmatism occurs as the Upper Petropavlovka and University small (~0.8–3 km²) gabbroidolite intrusions cut by foyaitite and few calcite carbonate dikes and veins in the Mariinsk segment.

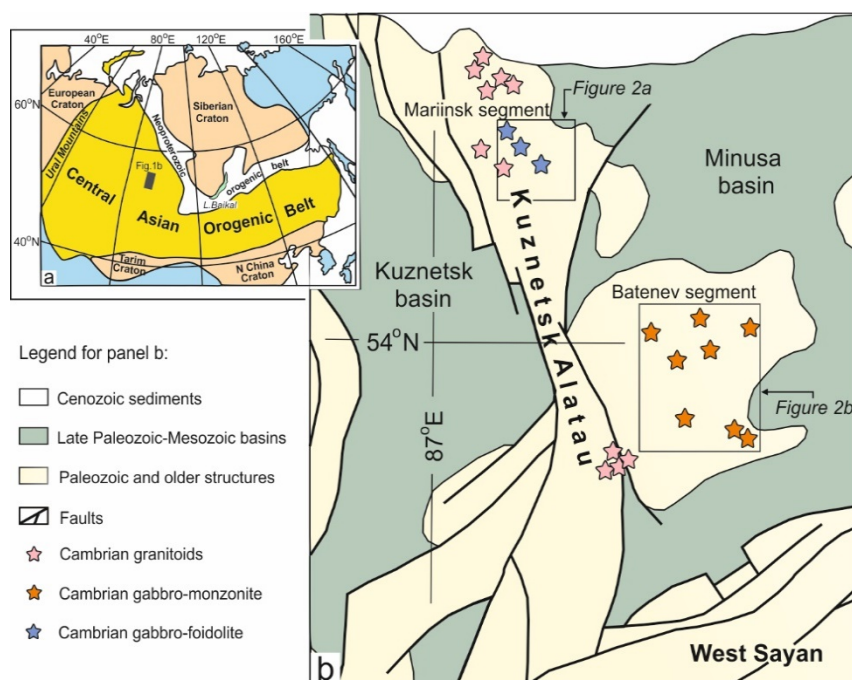


Fig. 1. (a) Location map of the Kuznetsk Alatau area in the Central Asian Orogenic Belt, simplified after [Şengör, Natal'in, Burtman et al., 1993; Jahn, Wu, Chen, 2000]; (b) tectonic framework of the Kuznetsk Alatau terrane and clusters of Cambrian magmatism, after [Vrublevskii et al., 2016a; Vrublevskii et al., 2018a; Vrublevskii, Gertner, 2021]

Рис. 1. (a) Схема размещения Кузнецкого Алатау в Центрально-Азиатском орогеническом поясе, по [Şengör, Natal'in, Burtman et al., 1993; Jahn, Wu, Chen, 2000]; (b) тектоническая схема террейна Кузнецкого Алатау и проявлений кембрийского магматизма, по [Vrublevskii et al., 2016a; Vrublevskii et al., 2018a; Vrublevskii, Gertner, 2021]

The foidolite and carbonatite rocks have Sm-Nd isochron ages of ~510–500 Ma [Vrublevskii, 2015; Mustafaev et al., 2020]. Gabbro-monzonite plutons of similar ages (~490–505 Ma, U-Pb) cluster among Early Paleozoic granitoids of the Batenev segment. The structural and compositional frameworks of large (~40 to 200 km²) plutons correspond to a two-phase history [Dovgal', Shirokikh, 1980; Vrublevskii et al., 2018a]. The Cambrian (~490–510 Ma, U-Pb) plutons reaching sizes of 60–70 to 500 km² consist mainly of granodiorite-tonalite and later granites [Vrublevskii et al., 2016a]. Coeval granitoids in the Mariinsk segment form up to 300–500 km² batholiths composed of diorite-tonalite, plagiogranite, and granite, as well as quartz syenite and granosyenite [Rudnev, 2013].

Compositions of main igneous lithologies

Various aspects of chemistry and isotope systematics of the Kuznetsk Alatau igneous rocks were detailed in numerous earlier publications [Rudnev, 2013; Vrublevskii, 2015; Vrublevskii et al., 2016a, 2018a; Mustafaev et al., 2020; Vrublevskii, Gertner, 2021].

Main features of different rock types are summarized as selected analyses in Tables 1 and 2 and illustrated by trace-element and Nd and Sr isotope patterns in Figures 3 and 4.

Major- and trace-element chemistry.

The Kuznetsk Alatau *gabbro-foidolite* intrusions typically have low silica (~44–53 wt. % SiO₂), high calcium (to ~10–15 wt. % CaO), and elevated aluminum (to 18–22 wt. % Al₂O₃) and alkali (to 9–12 wt. % (Na₂O + K₂O), Na₂O/K₂O ≈ 2–7) contents. Compared to gabbro, the later foyaite and foidolite have lower MgO# (0.5–0.1) and compatible elements (529–4 ppm Cr, 112–3 ppm Ni, 200–8 ppm V, 48–2 ppm Co), but higher LILE and HFSE reaching ~10 to 90 ppm Rb, ~2000 ppm Ba, 540 to 1180 ppm Sr, 0.4 to 7 ppm Th, 0.3 to 5.4 ppm U, 46 to 240 ppm REE, ~100 to 280 ppm Zr, and ~10 to 50 ppm Nb). The patterns of REE (La/Yb_N ≈ 6–11; Eu/Eu* ≈ 1) and other trace elements in these intrusions look like those of average ocean island basalts (OIB) but bear additional island-arc basalt (IAB) signatures. The IAB contribution appears in multi-element spectra with distinct Nb-Ta and Zr-Hf depletion.

The *gabbro-monzonitic* intrusions of the area contain moderate amounts of alkalis (~3–10 wt. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) and show large ranges of silica (~43 to 65 wt. % SiO_2) and alumina (~15–20 wt. % Al_2O_3), while $\text{Fe}^\#$ is about 0.5. Some of the rocks have relatively high K_2O contents of ~5–6 wt. % ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ from 0.2–0.7 to 0.5–1.5), along with quite low TiO_2 (~2.2 to 0.5 wt. %). The concentrations of compatible elements decrease markedly in the series from gabbro to monzodiorite and monzonite: 436 to 12 ppm Cr, 182 to 9 ppm Ni, 574 to 32 ppm V, and 56 to 5 ppm Co,

whereas LILE and HFSE become times higher: ~3 to 134 ppm Rb, ~100 to 2900 ppm Ba, ~0.2 to 31 ppm Th, ~0.4 to 37 ppm Nb, and ~60 to 336 ppm REE ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0.7\text{--}1.3$); Sr reaches ~1400 to 2500 ppm. The REE ($\text{La}/\text{Yb}_N \approx 7\text{--}30$) and other trace-element patterns in gabbro are similar to the average IAB composition, with typical minimums in Nb-Ta and Zr-Hf. The LILE and HFSE concentrations in more strongly fractionated ($\text{La}/\text{Yb}_N \approx 14\text{--}34$) monzonites approach or even exceed the OIB average but the general shapes of the spectra remain as in IAB.

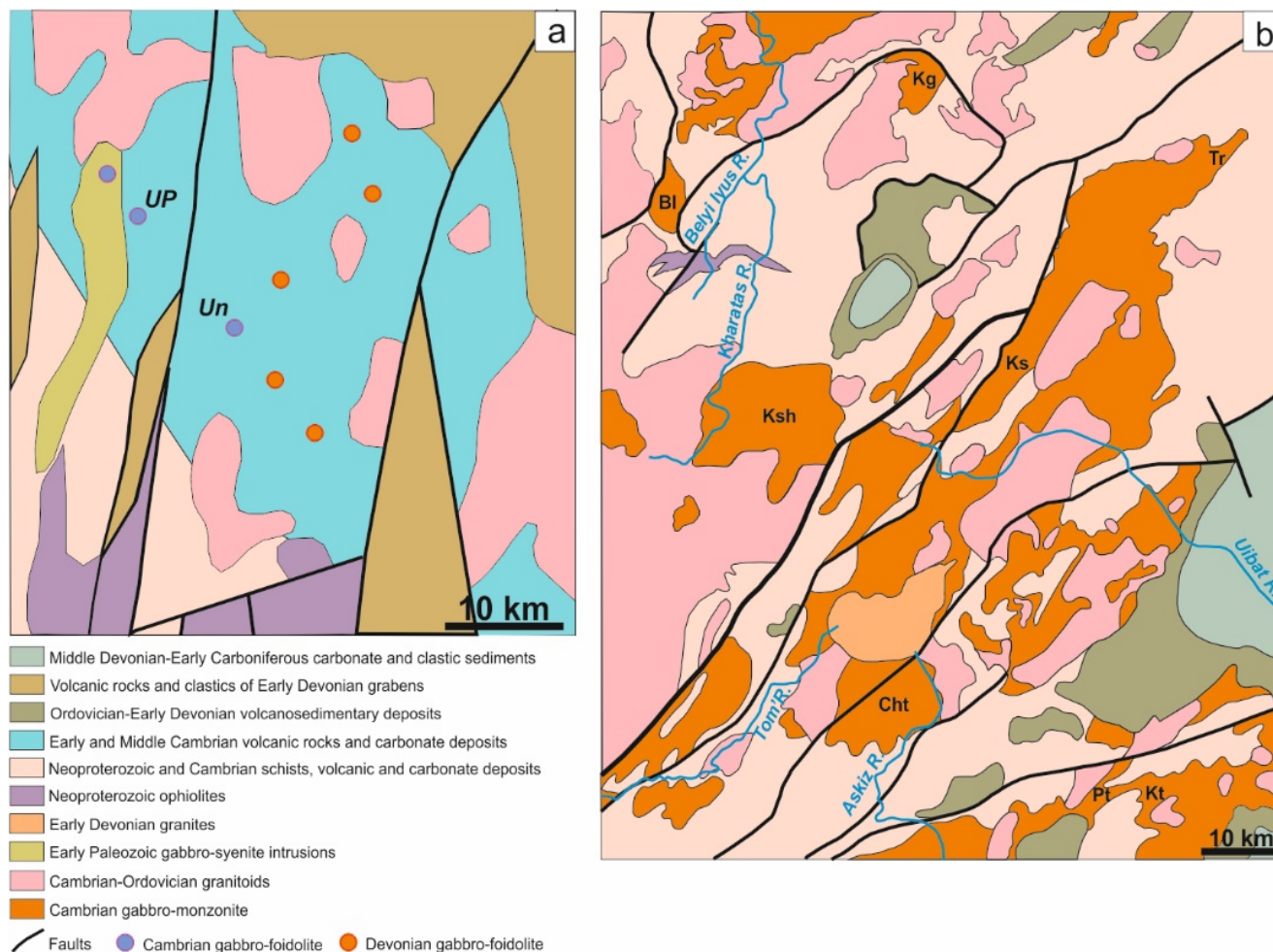


Fig. 2. (a) Location map of gabbro-foioidlite plutons (not to scale) and (b) granitoids in the Mariinsk segment, after [Rudnev, 2013; Vrublevskii et al., 2014; Vrublevskii, Gertner, 2021]

Gabbro-foioidlite intrusions: UP = Upper Petropavlovka, Un = University; (b) Geological framework of gabbro-monzonitic and granitic intrusions in the Batenev segment, after [Dovgal', Shirokikh, 1980; Vrublevskii et al., 2016a, 2018a]. Gabbro-monzonite intrusions: Kg = Kogtakh, Bl = Balakhcha, Ksh = Kashpar, Ks = Kiskach, Cht = Chas-Taiga, Pt = Pistag, Kt = Karatag

Рис. 2. (а) Локализация габбро-фойдолитовых плутонов (вне масштаба) и (б) гранитоидов в Мариинском сегменте, по [Vrublevskii et al., 2014; Vrublevskii, Gertner, 2021; Rudnev, 2013]

Габбро-фойдолитовые интрузивы: UP = Верхнепетропавловский, Un = Университетский; (б) Геологическая карта габбро-монзонитовых и гранитных интрузивов в Батеневском сегменте, по [Dovgal', Shirokikh, 1980; Vrublevskii et al., 2016a, 2018a]. Габбро-монзонитовые интрузивы: Kg = Когтахский, Bl = Балахчинский, Ksh = Кашпарский, Ks = Кискачинский, Cht = Частайгинский, Pt = Пистагский, Kt = Каратагский

Table 1

Selected analyses of the Kuznetsk Alatau Cambrian granitic, gabbro-monzonitic, and gabbro-foiolitic rocks

Таблица 1

Выборка анализов кембрийских гранитоидов, габбро-монзонитов и габбро-фойдолитов Кузнецкого Алатау

Intrusion	Gabbro-foiolite			Gabbro-monzonite			Granitoids					
Rock type	SG	AG	I	SG	MD	M	Tn	Tn	GD	S	GS	Gr
SiO ₂ , wt, %	44,98	46,46	44,38	44,77	53,47	58,90	64,04	65,72	67,85	63,14	68,60	70,76
TiO ₂	0,95	1,27	0,91	1,57	0,89	1,01	0,43	0,41	0,32	0,60	0,32	0,17
Al ₂ O ₃	15,11	14,71	18,57	14,31	18,89	17,59	16,28	15,09	15,26	17,26	16,65	15,54
Fe ₂ O ₃	11,20	11,34	10,68	14,83	7,83	6,51	5,00	5,82	3,84	3,69	2,88	2,03
MnO	—	—	0,22	0,14	0,12	0,10	0,12	0,10	0,11	0,08	0,06	0,08
MgO	8,93	6,92	2,34	8,12	4,42	3,41	4,12	2,33	1,33	0,51	0,81	0,76
CaO	14,63	10,53	11,42	12,52	7,44	4,67	3,01	4,24	2,46	3,15	2,55	1,35
Na ₂ O	2,96	4,23	7,22	2,25	4,55	4,06	4,53	1,65	5,07	7,42	4,19	5,55
K ₂ O	0,95	2,43	2,44	0,96	1,96	2,58	1,94	1,64	2,25	3,38	3,20	3,35
P ₂ O ₅	0,09	0,50	0,69	0,21	0,53	0,33	0,07	0,09	0,05	0,22	0,05	0,06
LOI	1,13	1,26	1,18	0,41	0,13	0,30	0,43	1,82	0,71	0,24	0,12	0,17
Total	100,93	99,65	100,05	100,09	100,23	99,46	99,98	98,91	99,25	99,70	99,43	99,82
Cr, ppm	224	56	28	57	49	35	96	—	51	38	—	40
Ni	56	7	22	86	16	15	32	—	16	7	—	8
V	155	12	81	274	159	125	—	—	—	—	—	—
Co	49	12	21	56	26	17	15	—	10	4	—	5
Sc	24	0,9	5,8	53	19	12	11	—	6	1,6	—	2,4
Pb	—	—	5,4	—	13	11	7	—	9	11	—	14
Cs	0,8	1	0,5	0,6	0,7	1,6	0,9	—	0,4	0,2	—	0,8
Rb	24	42	34	13	69	83	51	44	62	94	64	85
Ba	303	726	1802	231	1105	1076	658	531	1024	1110	1030	785
Sr	538	893	869	720	1407	1336	648	401	809	979	442	745
Nb	9	42	12	4,6	19	21	11	2,4	19	16	14	22
Ta	0,6	2,5	0,7	0,24	1,1	1,5	0,8	0,4	1,4	1	1,3	1,7
Zr	124	279	144	71	157	368	23	23	47	76	209	42
Hf	2,7	4	2,6	1,9	2,6	4,7	0,8	1,2	1,6	2,2	6,5	1,4
Y	22	45	27	15	31	18	10	19	15	11	10	11
Th	2,7	7	3	1,7	6,7	8,9	2,7	2,2	7,5	4,2	4,9	5
U	1,9	5,5	2	0,53	1,5	1,8	1,2	0,8	1,3	0,8	2,6	1,8
La	21	49	32	13	52	49	22	11	47	31	31	35
Ce	45	101	63	29	115	125	43	23	84	60	52	63
Pr	5,2	9,1	7,3	4,4	13	14	5	2,2	8,3	6	6,2	6,4
Nd	21	44	28	20	45	55	19	10	30	20	20	24
Sm	4,6	8,5	5,3	3,9	7,4	9,8	3,3	2,2	4,7	3,1	2,9	3,7
Eu	1,3	2,6	1,8	1,2	2,4	2,3	1	0,72	1,2	0,75	1	0,87
Gd	4,4	8,1	4,8	3,6	6,6	9,1	3,2	2,3	4,5	2,4	2,2	3,4
Tb	0,7	1,3	0,7	0,51	0,8	1,2	0,45	0,4	0,63	0,37	0,36	0,5
Dy	4,3	8,2	4,2	2,9	3,8	6,4	2,1	2,6	3	1,7	2	2,3
Ho	0,9	1,8	0,9	0,57	0,77	1,3	0,4	0,6	0,57	0,35	0,4	0,43
Er	2,4	5,1	2,5	1,5	2,1	3,4	1,1	1,9	1,6	0,98	1,1	1,2
Tm	0,4	0,8	0,4	0,2	0,3	0,53	0,15	0,35	0,22	0,15	0,21	0,17
Yb	2,2	4,8	2,6	1,3	1,8	2,3	1	2,1	1,6	1	1,4	1,1
Lu	0,3	0,7	0,4	0,18	0,27	0,35	0,15	0,29	0,24	0,16	0,18	0,17
ΣREE	114	245	155	82	251	280	102	59	188	128	121	142
LREE/HREE	6,3	7	8,3	6,8	14,5	10,2	10,7	5	13,7	16,1	14,3	14,7

Note. SG = subalkaline gabbro, AG = alkaline gabbro, I = feldspar ijolite, MD = monzodiorite, M = monzonite, Tn = tonalite, GD = granodiorite, S = quartz syenite, GS = granosyenite, Gr = subalkaline granite. (—) is not detected. Major and trace elements and REE in rocks were analyzed by XRF and ICP–MS, respectively, under standard operating conditions. Data after [Rudnev, 2013; Vrublevskii, 2015; Vrublevskii et al., 2016a, 2018a; Mustafaeu et al., 2020].

Примечания. SG = субщелочное габбро, AG = щелочное габбро, I = полевошпатовый ийолит, MD = монцодиорит, M = монзонит, Tn = тоналит, GD = гранодиорит, S = кварцевый сиенит, GS = граносиенит, Gr = субщелочной гранит. (—) не обнаружено. Петрогенные, редкие и редкоземельные элементы в породах анализировались методами XRF и ICP–MS соответственно, в стандартных условиях. Данные по [Rudnev, 2013; Vrublevskii, 2015; Vrublevskii et al., 2016a, 2018a; Mustafaeu et al., 2020].

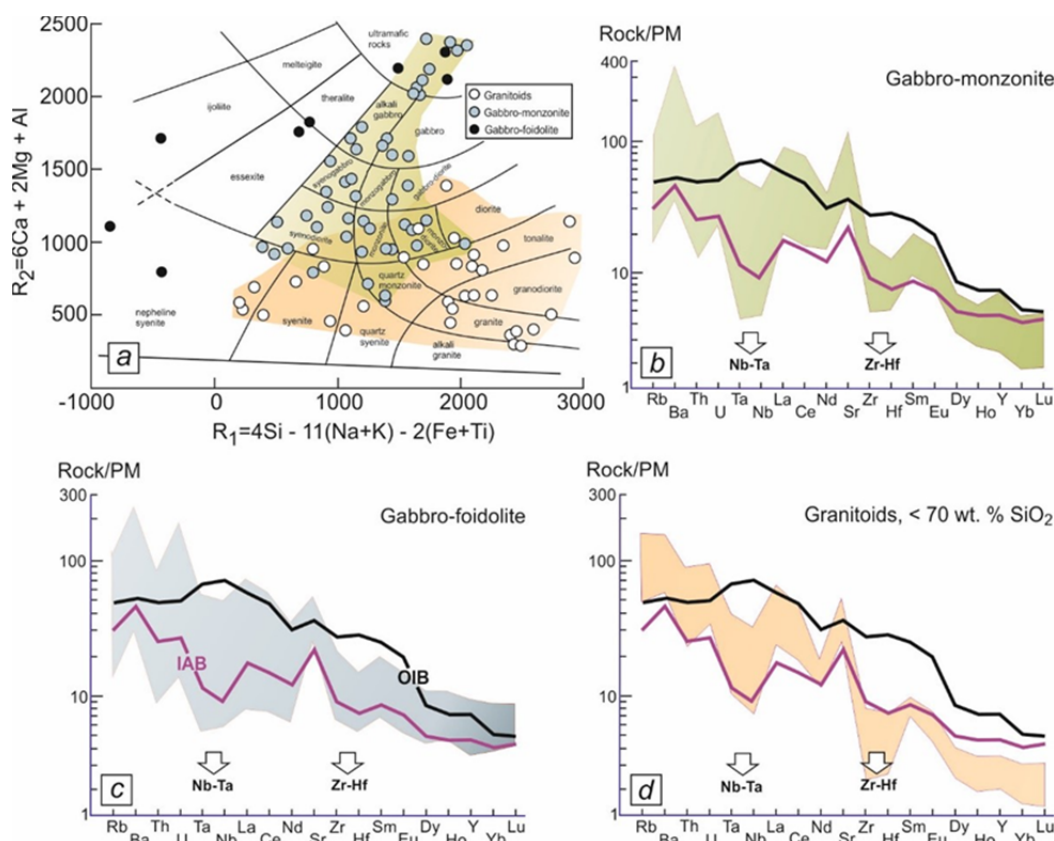


Fig. 3. Chemical classification and compositions of the Kuznetsk Alatau Cambrian igneous rocks

a – R1–R2 diagram [De la Roche et al., 1980]; **b–d** – Primitive mantle-normalized [Sun, McDonough, 1989] multi-element spectra. All diagrams include selected analyses (Table 1) and published data from [Rudnev, 2013; Vrublevskii, 2015; Vrublevskii et al., 2016a, 2018a; Mustafaev et al., 2020; Vrublevskii, Gertner, 2021]. Average ocean island basalt (OIB) and island-arc basalt (IAB) compositions are after [Sun, McDonough, 1989; Kelemen, Hanghøj, Greene, 2003], respectively

Рис. 3. Химическая классификация и состав кембрийских изверженных пород Кузнецкого Алатау

a – диаграмма R1–R2 [De la Roche et al., 1980]; **b–d** – мультиэлементные спектры (нормализация по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]). На диаграммах нанесены табличные (табл. 1) и литературные данные по [Rudnev, 2013; Vrublevskii, 2015; Vrublevskii et al., 2016a, 2018a; Mustafaev et al., 2020; Vrublevskii, Gertner, 2021]. Средние составы базальтов океанских островов (ocean island basalt = OIB) и островных дуг (island-arc basalt = IAB) по [Sun, McDonough, 1989; Kelemen, Hanghøj, Greene, 2003] соответственно

Most of the Kuznetsk Alatau granitoids are subalkaline, alkaline or less often peralkaline varieties (~58–76 wt. % SiO₂; ~3–13 wt. % (Na₂O + K₂O); K₂O/Na₂O ~0.2–1.7) with a relatively low Al saturation index (ASI ≤1.1; suprasubduction granitoids) and Fe# ≤0.8. The REE concentrations are quite low (~50–230 ppm; La/Yb_N ~ from 3–8 to 15–37) while the HFSE distribution corresponds to the average IAB composition with Nb-Ta and Zr-Hf minima. Some granitoids show above-OIB enrichment in several trace elements that reach ~140 ppm Rb, ~1110 ppm Ba, ~1100 ppm Sr, ~8 ppm U, and ~40 ppm Th.

Isotope systematics (Nd-Sr-Pb-O).

The gabbro-foidolite intrusions of the area show notable variations of initial Nd and Sr isotope ratios, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd(t) = 0.512245–0.512438 (ε_{Nd}(t) ~5–8.7) and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(t) = 0.7041–0.7058, as well as the ~7–13 ‰

^δ¹⁸O_{V-SMOW} values and the ²⁰⁷Pb enrichment (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb(t) 15.53–15.71, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb(t) 17.92–20.65) in rocks and minerals [Vrublevskii, Gertner, 2021].

The gabbro-monzonitic plutons have less radiogenic Nd and Sr isotope compositions (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd(t) = 0.512174–0.512273; ε_{Nd}(t) ~3.5–5.4; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(t) = 0.7039–0.7052). Their Nd isotope heterogeneity is more prominent than in the gabbro-foidolite rocks. On the other hand, the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ^δ¹⁸O_{V-SMOW} (6.5–8.8 ‰) values are concordantly high [Vrublevskii et al., 2018a]. The granitoids of the area share isotopic similarity with the gabbro-monzonitic rocks: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd(t) = 0.512098–0.512346; ε_{Nd}(t) ~2–4.8; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(t) ~0.7047–0.7052 [Rudnev, 2013; Vrublevskii et al., 2016a]. The isotopic heterogeneity of the igneous rock associations may record participation of different magma sources in the parent melts.

Table 2

Sr-Nd isotopic composition of the Kuznetsk Alatau Cambrian granitic, gabbro-monzonitic, and gabbro-foidolitic rocks

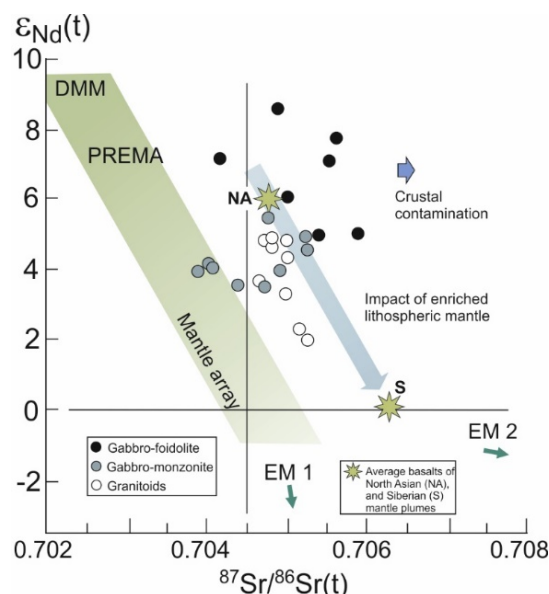
Таблица 2

Sr-Nd изотопный состав кембрийских гранитоидов, габбро-монзонитов и габбро-фойдолитов Кузнецкого Алатау

Rock series	Rock-type	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$
Gabbro-foidolitic	SG	3,42	15,3	0,512808	0,512365	7,25	19	583	0,70620	0,70553
	“	1,77	7,46	0,512907	0,512438	8,67	14	745	0,70520	0,70483
	“	2,74	9,43	0,512937	0,512362	7,19	8,6	709	0,70452	0,70414
	AG	5,98	31,38	0,512766	0,512389	7,71	44	964	0,70649	0,70557
	NS	9,45	50,77	0,512727	0,512432	6,03	207	539	0,71266	0,70495
	I	5,18	27,5	0,512618	0,512245	4,90	19	1365	0,70566	0,70538
	C	2,97	11,9	0,512740	0,512247	4,94	3	1000	0,70590	0,70584
Gabbro-monzonitic	SG	7,84	36,90	0,512627	0,512206	4,14	7,24	1626	0,70414	0,70405
	“	4,91	26,67	0,512538	0,512174	3,52	51,2	961	0,70576	0,70469
	“	9,15	41,78	0,512661	0,512227	4,55	9,7	1164	0,70539	0,70522
	MD	7,88	46,93	0,512511	0,512179	3,61	72,3	1278	0,70551	0,70437
	“	6,21	38,78	0,512513	0,512196	3,95	45,1	1179	0,70561	0,70484
	“	10,79	63,43	0,512538	0,512201	4,04	52,5	2180	0,70450	0,70402
	M	6,27	36,04	0,512586	0,512241	4,82	67,3	733	0,70704	0,70519
	“	3,13	21,02	0,512568	0,512273	5,45	62,8	1092	0,70587	0,70472
	“	6,08	40,36	0,512494	0,512196	3,95	41,3	3073	0,70413	0,70386
Granitic	GD	4,09	24,5	0,512563	0,512226	4,83	42,4	886	0,70576	0,70478
	S	3,88	24,9	0,512543	0,512240	4,59	44,6	1118	0,70557	0,70478
	Gr	3,65	22,9	0,512429	0,512121	2,26	73,2	804	0,70693	0,70514

Note. NS = nepheline syenite, C = carbonatite. Isotopic data after [Vrublevskii et al., 2016a, 2018a; Mustafaev et al., 2020; Vrublevskii, Gertner, 2021]. The isotope analyses were carried out using the standard techniques and instruments.

Примечания. NS = нефелиновый сиенит, C = карбонатит. Данные по [Vrublevskii et al., 2016a, 2018a; Mustafaev et al., 2020; Vrublevskii, Gertner, 2021]. Изотопные анализы проводились с использованием стандартных методик и оборудования.

Fig. 4. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ plot for the Kuznetsk Alatau Cambrian igneous rocks

Average basalt compositions are after [Yarmolyuk, Kovalenko, 2003] for the Altai-Sayan fold area (NA = North Asian plume) and [Lightfoot et al., 1993] for the Siberian Trap Province (S = Siberian plume). Mantle array, DMM (depleted MORB mantle), PREMA (prevalent mantle), EM 1 (enriched mantle 1) and EM 2 (enriched mantle 2) mantle reservoirs are according to [Zindler, Hart, 1986; Salters, Stracke, 2004]

Рис. 4. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ для кембрийских изверженных пород Кузнецкого Алатау

NA (North Asian plume) = средний состав базальтов Алтае-Саянской складчатой области, по [Yarmolyuk, Kovalenko, 2003] S (Siberian plume) = средний состав базальтов Сибирской трапповой провинции, по [Lightfoot et al., 1993]. Мантийная последовательность (Mantle array), резервуары DMM (depleted MORB mantle), PREMA (prevalent mantle), EM 1 (enriched mantle 1) and EM 2 (enriched mantle 2) мантии, по [Zindler, Hart, 1986; Salters, Stracke, 2004]

Discussion

Major-element chemistry of Cambrian intrusions and its implications.

The discussed plutonic complexes differ markedly in petrography and major-element chemistry. The low-silica (~43–47 wt. % SiO₂) rocks have mainly sodic alkalinity (~0.9–6.5 wt. % Na₂O + K₂O, Na₂O/K₂O ≥ 1), which is common to rift-related mantle alkaline magmatism. The higher-SiO₂ (~58–76 wt. %) varieties, including granitoids and most of monzonites, have higher total alkalis (~10–13 wt. % Na₂O + K₂O) and variable K₂O/Na₂O ratios from ~0.2 to 1.7. The K₂O contents in some monzonite samples are relatively high (~5–6 wt. % and K₂O/Na₂O up to ~1.5) and, along with low TiO₂ (~0.3–2.2 wt. %), may represent continental-margin material at the source. The Al₂O₃ contents of ~12–18 wt. % and relatively low ASI values (≤1.1) in most of the granitoids correspond to *I*-type granite compositions inconsistent with purely collisional environments. Thus, the observed whole-rock chemistry features provide implicit evidence for a complex tectonic setting of magmatism.

Sources of Cambrian plutonic magmatism in the Kuznetsk Alatau orogen

The Cambrian (~510–490 Ma) gabbro-foirolitic, gabbro-monzonitic, and granitic intrusions in the Kuznetsk Alatau orogen emplaced synchronously with magmatic events in the Western CAO Early Paleozoic large igneous province (LIP) [Izokh et al., 2008; Vrublevskii et al., 2012; Yarmolyuk, Kuzmin, Ernst, 2014]. The Nd isotope composition of rocks reveals a mantle contribution to the parent magma generation. The large $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ range from 8.7 to 2 may result from mixing and homogenization of the depleted (PREMA-like) and enriched (EM-like) lithospheric mantle components.

The gabbro-foirolite rocks are derived from the most depleted mantle, while the share of the EM component is greater in the gabbro-monzonitic and granitic rocks (Fig. 4). Isotopic heterogeneity of this kind in roughly coeval igneous complexes is possible within even a small field of magmatism [Bell, Tilton, 2001]. A similar $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ range of ~1 to 7 is common to Cambrian alkaline plutons elsewhere in the LIP (Russian Altai, SE Tuva, Western Transbaikalia), which have a proven mantle origin [Doroshkevich et al., 2012; Vrublevskii et al., 2012, 2020a]. These Kuznetsk Alatau intrusions, as well as other occurrences of Early Paleozoic magmatism in the Altai-Sayan region, may result from the activity of the North Asian PREMA superplume [Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Kuzmin, Yarmolyuk, Kravchinsky, 2010].

On the other hand, the concurrently increasing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7039\text{--}0.7058$ (Fig. 4) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \sim 6.5\text{--}13\text{‰}$ values in the Kuznetsk Alatau igneous rocks may result from crustal contamination of the parental

melts. The interaction of the melts with continental crust is further supported by enrichment in radiogenic lead, with the initial $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.71 and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 20.65 ratios typical of those in orogenic areas [Vrublevskii, Gertner, 2021]. Note that many Paleozoic-Mesozoic volcano-plutonic complexes in the Western CAO share signatures of additional upper crustal ^{87}Sr and ^{18}O inputs [Pokrovskii et al., 1998; Nikiforov et al., 2002; Vrublevskii et al., 2003, 2005, 2012, 2015, 2016a, 2016b, 2018a, 2018b, 2019, 2020a, 2020b; Doroshkevich et al., 2012, 2018; Baatar et al., 2013; Krupchatnikov, Vrublevskii, Kruk, 2018; Vrublevskii, Gertner, Chugayev, 2018; Vrublevskii, Gertner, 2021].

Post-accretion continental margin magmatism under a plume impact.

Despite the enrichment in some LILEs and HFSEs till the OIB level, the trace-element patterns of gabbro-foirolitic, gabbro-monzonitic, and granitic rocks generally show IAB affinity (Fig. 3 b–d). Therefore, magma generation involved mixed OIB-like (within-plate plume) and IAB-like (subduction) components. This mixing is consistent with the idea that the Kuznetsk Alatau accretionary orogen evolved on the former active margin of the Paleo-Asian Ocean [Kungurtsev et al., 2001; Dobretsov, Buslov, Vernikovskiy, 2003], which was exposed to the impact of a plume.

Different contributions of the IAB and OIB components to the melts show up in LILE and HFSE variations observed in the analyzed samples, with Th, Ta, Nb, Yb, and Y ranges corresponding to OIB/E-MORB-type sources of enriched mantle (Fig. 5 a–b, f). At the same time, island arc material includes continental crust components, which may be partly responsible for the degree of Nb depletion and its correlation with Zr, as well as for the U, Ba, Rb, and Sr enrichment of the Kuznetsk Alatau igneous rocks (Fig. 3, 5 c–e). Although the $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values are mostly in the ~3–6 range typical of rocks derived from moderately depleted mantle, the Ce/Pb, Ce/Nb, and Th/Nb ratios vary markedly (Fig. 4, 6), possibly, because the mantle melts were more or less strongly contaminated with island arc material.

Thus, the trace-element patterns of the Kuznetsk Alatau gabbro-foirolitic, gabbro-monzonitic, and granitic rocks record the source heterogeneity, as well as a complex tectonic setting of their emplacement. The geochemical similarity of the Cambrian intrusions in the Kuznetsk Alatau orogen may be due to Early Paleozoic activity of the PREMA/OIB-superplume [Yarmolyuk, Kovalenko, 2003], which impinged on the lithosphere beneath the former active margin of the Paleo-Asian Ocean.

The $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ behavior records variations of depleted and enriched material in the parent mantle domain and is concordant with the general isotopic evolution trend of magma sources from the Early Paleozoic (North Asian plume) through earliest Mesozoic (Siberian plume) time (Fig. 4).

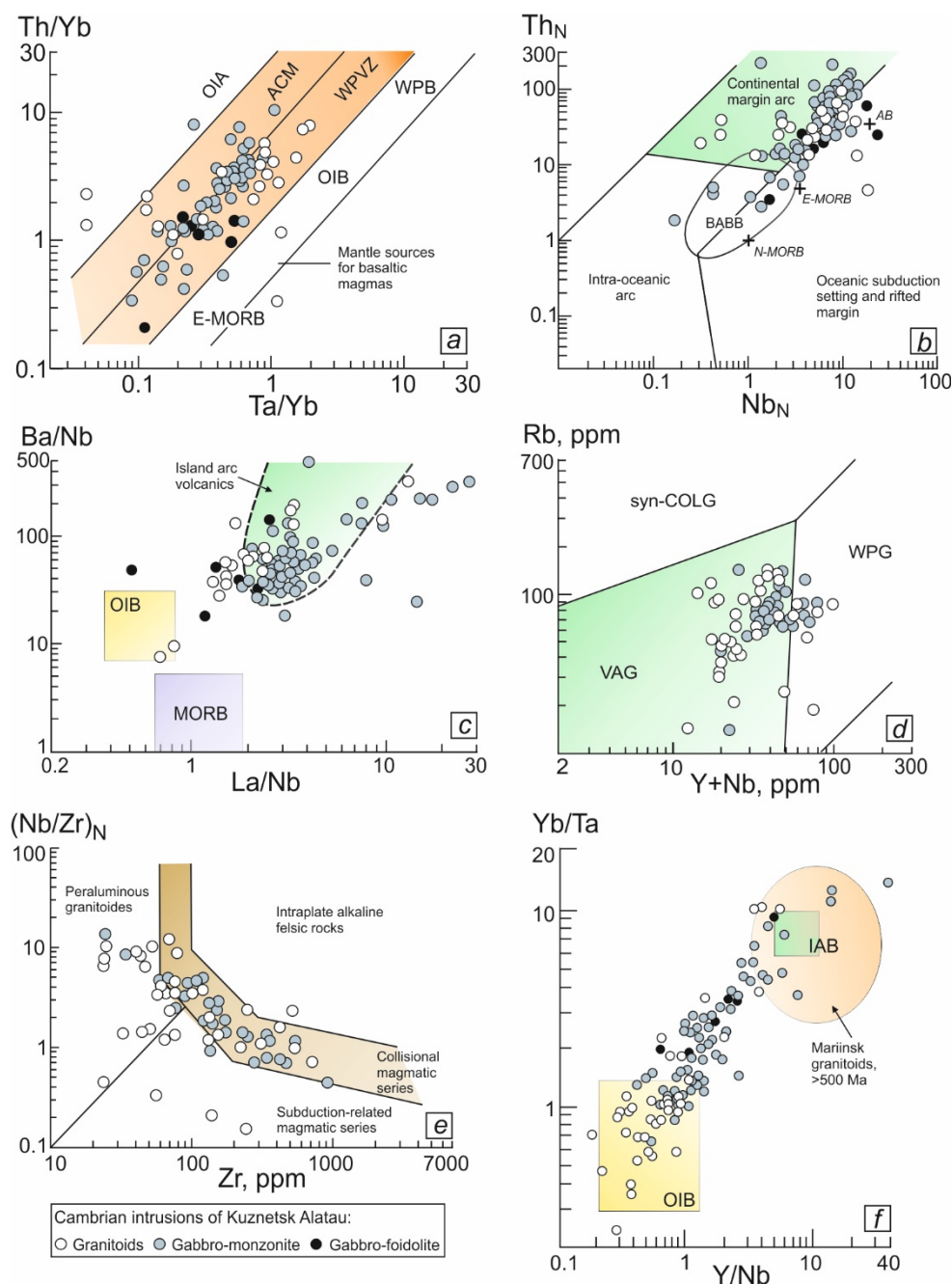


Fig. 5. Trace-element contents and their ratios in the Kuznetsk Alatau Cambrian igneous rocks

a – Th/Yb–Ta/Yb diagram [Gorton, Schandl, 2000]: OIA = oceanic island arc, ACM = active continental margin, WPVZ = within-plate volcanic zone, E-MORB = enriched mid-ocean ridge basalt; WPB = within-plate basalt; **b** – ThN–NbN diagram [Saccani, 2015]: AB = alkaline basalt, BABB = back-arc basin basalt; N-MORB-normalized [Sun, McDonough, 1989] Th and Nb; **c** – Ba/Nb–La/Nb diagram [Bi et al., 2015]; **d** – Rb–(Y + Nb) diagram [Pearce, Harris, Tindle, 1984]: syn-COLG = syncollisional granite, VAG = volcanic arc granite; WPG = within plate granite; **e** – (Nb/Zr)_N–Zr diagram [Thièblemont, 1999]: BSE-normalized [Hofmann, 1988] Nb/Zr; **f** – Yb/Ta–Y/Nb diagram [Eby, 1990]. Diagrams in panels d and e include only granitic and monzonitic compositions

Рис. 5. Соотношения микроэлементов в кембрийских изверженных породах Кузнецкого Алатау

a – диаграмма Th/Yb–Ta/Yb [Gorton, Schandl, 2000]: OIA = океанская островная дуга (oceanic island arc), ACM = активная континентальная окраина (active continental margin), WPVZ = внутриплитная вулканическая зона (within-plate volcanic zone), E-MORB = обогащенный базальт срединно-океанического хребта (enriched mid-ocean ridge basalt); WPB = внутриплитный базальт (within-plate basalt); **b** – диаграмма ThN–NbN [Saccani, 2015]: AB = щелочной базальт (alkaline basalt), BABB = базальт задугового бассейна (back-arc basin basalt); содержание Th и Nb нормализовано по N-MORB [Sun, McDonough, 1989]; **c** – диаграмма Ba/Nb–La/Nb [Bi et al., 2015]; **d** – диаграмма Rb–(Y + Nb) [Pearce, Harris, Tindle, 1984]: syn-COLG = синколлизионный гранит (syncollisional granite), VAG = островодужный гранит (volcanic arc granite); WPG = внутриплитный гранит (within plate granite); **e** – диаграмма (Nb/Zr)_N–Zr [Thièblemont, 1999]: Значения Nb/Zr нормализованы по BSE (Bulk Silicate Earth) [Hofmann, 1988]; **f** – диаграмма Yb/Ta–Y/Nb [Eby, 1990]. На панелях «d» и «e» нанесены составы только гранитов и монзонитов

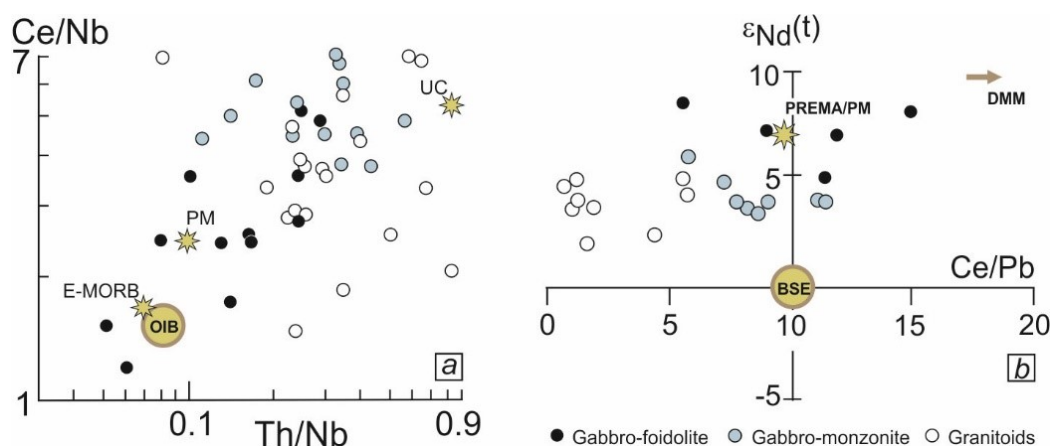


Fig. 6. Ce/Nb–Th/Nb (a) and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ –Ce/Pb (b) diagrams for the Kuznetsk Alatau Cambrian igneous rocks
Compositions of primitive (PM) and depleted (DMM) mantle, E-MORB, OIB, PREMA, BSE (bulk silicate Earth), and UC (upper crust) are after [Zindler, Hart, 1986; Sun, McDonough, 1989; Rudnick, Gao, 2003; Salters, Stracke, 2004]

Рис. 6. Диаграммы Ce/Nb–Th/Nb (a) и $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ –Ce/Pb (b) для кембрийских изверженных пород Кузнецкого Алатау

Составы примитивной (PM) и деплетированной (DMM) мантии, E-MORB, OIB, PREMA, BSE и UC (upper crust = верхняя кора), по [Zindler, Hart, 1986; Sun, McDonough, 1989; Rudnick, Gao, 2003; Salters, Stracke, 2004]

Meanwhile, some trace-element and isotopic dissimilarity of the rocks may result from their emplacement among compositionally and structurally heterogeneous accretionary-collisional complexes. Signatures of such plume-lithosphere interaction were reported from different areas of the Paleo-Asian active margins [Dobretsov, 2011; Vrublevskii et al., 2012, 2016a, 2018a; Gordienko, Metelkin, 2016; Gordienko, 2019; Vrublevskii, Gertner, 2021].

The subcontinental lithospheric mantle (SCLM) apparently played a subordinate role in the process, as a mantle wedge effect. Any significant involvement of SCLM components was hardly possible, given the island arc origin of the Kuznetsk Alatau terrane and the Nd isotope composition of the analyzed rocks corresponding to moderately depleted mantle.

Conclusion

Cambrian magmatism in the Kuznetsk Alatau orogen produced granitic, gabbro-monzonitic, and gabbro-

foidolitic intrusions within the ~510 to 490 Ma time span and terminated the collisional processes along the Early Paleozoic Paleo-Asian active margin. The observed Sm–Nd isotopic patterns in main igneous lithologies indicate parentage of the magma sources and involvement of PREMA-type and EM-type mantle components in the magma generation. The existence of the prevalent mantle (PREMA) reservoir was possibly maintained by the activity of the North Asian superplume, which induced the Early Paleozoic magmatism of the Western CAOB.

The trace-element compositions of igneous rocks record possible mixing of IAB- and OIB-like components in the source magma, whereas relatively high Sr, Pb and O isotope ratios record crustal contamination of the melts. The revealed geochemical similarity of the Kuznetsk Alatau Cambrian igneous complexes is not fortuitous but may be due to their emplacement in the former active margin exposed to the impact of a mantle plume.

References

- Baatar M., Ochir G., Kynicky J., Iizumi S., Comin-Chiaramonti P. Some notes on the Lugin Gol, Mushgai Khudag and Bayan Khoshuu alkaline complexes, Southern Mongolia // *International Journal of Geosciences*. 2013, 4, pp.1200–1214.
- Bell K., Tilton G.R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: Evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // *Journal of Petrology*. 2001, 42, pp. 1927–1945.
- Bi J.H., Ge W.C., Yang H., Zhao G.C., Xu W.L., Wang Z.H. Geochronology, geochemistry and zircon Hf isotopes of the Dongfanghong gabbroic complex at the eastern margin of the Jiamusi Massif, NE China: petrogenesis and tectonic implications // *Lithos*. 2015, 234–235, pp. 27–46.
- De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 – R_2 diagram and major element analyses – Its relationships with current nomenclature // *Chemical Geology* 1980, 29, pp. 183–210.
- Dobretsov N.L. Early Paleozoic tectonics and geodynamics of Central Asia: role of mantle plumes // *Russian Geology and Geophysics*. 2011, 52, pp. 1539–1552.

- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian ocean: implications to the break-up of Rodini // *Gondwana Research*. 2003, 6, pp. 143–159.
- Doroshkevich A.G., Izbrodin I.A., Rampilov M.O., Ripp G.S., Lastochkin E.I., Khubanov V.B. Permo–Triassic stage of alkaline magmatism in the Vitim plateau (western Transbaikalia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2018, 59, pp. 1061–1077. DOI 10.1016/j.rgg.2018.08.001.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // *Lithos*. 2012, 152, pp.157–172.
- Dovgal' V.N., Shirokikh V.A. *Istoriya razvitiya magmatizma povyshennoy shchelochnosti Kuznetskogo Alatau* [Evolution of High-Alkalinity Magmatism in the Kuznetsk Alatau], Novosibirsk: Nauka, 1980, 215 p. In Russian: Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука. 1980. 215 с.
- Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis. *Lithos* 1990, 26, pp. 115–134.
- Ernst R.E. Large Igneous Provinces, Cambridge University Press: Cambridge, 2014. 630 p.
- Gordienko I.V. Relationship between subduction-related and plume magmatism at the active boundaries of lithospheric plates in the interaction zone of the Siberian continent and Paleozoic ocean in the Neoproterozoic and Paleozoic // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2019, 10, pp. 405–457.
- Gordienko I.V., Metelkin D.V. The evolution of the subduction zone magmatism on the Neoproterozoic and Early Paleozoic active margins of the Paleo Asian ocean // *Russian Geology and Geophysics*. 2016, 57, pp. 69–81.
- Gorton M.P., Schandl E.S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // *The Canadian Mineralogist*. 2000, 38, pp. 1065–1073, DOI 10.2113/gscanmin.38.5.1065.
- Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988, 90, pp. 297–314.
- Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Rampilov M.O., Ripp G.S., Lastochkin E.I., Khubanov V.B., Posokhov V.F., Vladyskin N.V. Age and mineralogical and geochemical parameters of rocks of the China alkaline massif (western Transbaikalia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2017, 58, pp. 903–921.
- Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Vrublevskii V.V., Egorova V.V., Rudnev S.N., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Oyunchimeg T. Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia Mobile Belt. <http://www.largeigneousprovinces.org/08may>. May 2008 LIP of the Month.
- 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 // *Episodes*. 2000, 23, pp. 82–92.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In *Treatise on Geochemistry*, Eds. Holland Y.D., Turekian K.K., Elsevier Ltd.: Amsterdam, 2003, 3, pp. 593–659.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian Ocean in the Neoproterozoic and Early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precambrian Research*. 2003, 122, pp. 329–358.
- Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A.N., Samygin S.G. Breakup of Rodinia and early stages of evolution of the Paleozoic Ocean // *Geotectonics*. 2010, 44, pp. 3–24.
- Krupchatnikov V.I., Vrublevskii V.V., Kruk N.N. Early Devonian volcanics of southeastern Gornyy Altai: geochemistry, isotope (Sr, Nd, and O) composition, and petrogenesis (Aksai complex) // *Russian Geology and Geophysics*. 2018, 59, pp. 905–924.
- Kungurtsev L.V., Berzin N.A., Kazanskii A.Yu., Metelkin D.V. Tectonic evolution of the southwestern framing of the Siberian Platform in the Vendian–Cambrian according to paleomagnetic data // *Russian Geology and Geophysics*. 2001, 42, pp. 1042–1051.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth-Science Reviews*. 2010, 102, pp. 29–59.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambrian Research*. 2008, 160, pp. 179–210.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. Remobilisation of the major, trace-element, and from picritic and tholeiitic Siberian Trap, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993, 114, pp. 171–188, DOI 10.1007/BF00307754.
- Mustafaev A.A., Gertner I.F., Ernst R.E., Serov P.A., Kolmakov Y.V. The Paleozoic-aged Ust'-Kamenogorsk foidolite-gabbro pluton of the northeastern part of the Kuznetsk Alatau Ridge, Siberia: Geochemical characterization, geochronology, petrography and geophysical indication of potential high-grade nepheline ore // *Minerals*. 2020, 10, 1128. <https://doi.org/10.3390/min10121128>.
- Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Early Paleozoic age and geodynamic setting of the Botogol and Khushagol alkaline massifs in the Central Asian fold belt // *Doklady Earth Sciences*. 2007, 412, pp. 6–10, doi:10.1134/S1028334X07010023.
- Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Ivanov V.G., Zhuravlev D.Z. Late Mesozoic carbonatites of western Transbaikalia: Isotopic–geochemical characteristics and sources // *Petrology*. 2002, 10, pp. 146–164.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984, 25, pp. 956–983, doi:10.1093/petrology/25.4.956.
- Pokrovskii B.G., Andreeva E.D., Vrublevskii V.V., Grinev O.M. Contamination mechanisms of alkaline-gabbro intrusions in the southern periphery of the Siberian craton: evidence from strontium and oxygen isotopic compositions // *Petrology*. 1998, 6, pp. 237–251.
- Rudnev S.N. *Rannepaleozoiyskiy granitoidnyy magmatizm Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti i Ozerney zony Zapadnoy Mongolii* [Early Paleozoic Granitoid Magmatism in the Altai-Sayan Folded Area and in the Lake Zone in Western Mongolia] Novosibirsk: Publ. House SB RAS, 2013, 300 p. In Russian: Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust, Treatise on Geochemistry In Treatise on Geochemistry; Eds. Holland Y.D., Turekian K.K.; Amsterdam: Elsevier Ltd., 2003, 3, pp. 1–50.
- 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, 6, pp. 481–501.
- Salnikova E.B., Stifeeva M.V., Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., Kotov A.B., Anisimova I.V., Sugorakova A.M., Vrublevskii V.V. Andradite–morimotoite garnets as promising U–Pb geochronometers for dating ultrabasic alkaline rocks // *Doklady Earth Sciences*. 2018, 480 (2), pp. 778–782.
- Salters V., Stracke A. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2004, 5, C00597.
- Şengör A.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993, 364, pp. 299–306.
- Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., Levitsky V.I., Sal'nikova E.B., Starikova A.E., Yakovleva S.Z., Anisimova I.V., Fedoseenko A.M. Carbonatites in collisional settings and pseudo-carbonatites of the Early Paleozoic Ol'khon collisional system // *Russian Geology and Geophysics* 2009, 50, pp. 1091–1106.
- Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2005, 6, Q05007, DOI 10.1029/2004GC000824
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins*, Eds. Saunders A.D., Norry M.J., Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, 42, pp. 313–345.
- Thiéblemont D. Discrimination between mantle- and crustal-derived Andean calc-alkaline lavas. *Paris: C.R. Acad. Sci.* 1999, 329, pp. 243–250.
- Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research*. 2021, 89, pp. 193–219.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Zhuravlev D.Z., Makarenko N.A. Sm–Nd isotopic age and nature of source for the association of alkaline basic rocks and carbonatites of the Kuznetskii Alatau // *Doklady Akademii Nauk*. 2003, 391(3), pp. 378–383.
- Vrublevskii V.V., Voitenko N.N., Romanov A.P., Polyakov G.V., Izokh A.E., Gertner I.F., Krupchatnikov V.I. Magma sources of Triassic lamproites of Gornyi Altai and Taimyr: Sr and Nd isotope evidence for plume-lithosphere interaction // *Doklady Earth Sciences*. 2005, 405A, pp. 1365–1367.
- Vrublevskii V.V., Krupchatnikov V.I., Izokh A.E., Gertner, I.F. The alkaline and carbonatitic rocks of Gornyi Altai (Edel'veis complex) as indicators of Early Paleozoic plume magmatism in the Central Asian Fold Belt // *Russian Geology and Geophysics*. 2012, 53, pp. 721–735.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Tishin P.A. Isotope (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) geochronology of alkaline basic plutons of the Kuznetsk Alatau // *Russian Geology and Geophysics*. 2014, 55, pp. 1264–1277.
- Vrublevskii V.V. Sources and geodynamic setting of petrogenesis of the Middle Cambrian Upper Petropavlovka alkaline basic pluton (Kuznetsk Alatau, Siberia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2015, 56, 379–401.
- Vrublevskii V.V., Kotelnikov A.D., Rudnev S.N., Krupchatnikov V.I. Evolution of the Paleozoic granitoid magmatism in the Kuznetsk Alatau: new geochemical and U–Pb (SHRIMP-II) isotope data // *Russian Geology and Geophysics*. 2016a, 57, pp. 225–246.
- Vrublevskii V.V., Grinev O.M., Izokh A.E., Travin A.V. Geochemistry, isotope triad (Nd–Sr–O), and ^{40}Ar – ^{39}Ar age of Paleozoic alkaline mafic intrusions of the Kuznetsk Alatau (by the example of the Belaya Gora pluton) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016b, 57, pp. 592–602.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Chugaev A.V. Parental sources of high-alumina alkaline melts: Nd, Sr, Pb, and O isotopic evidence from the Devonian Kiya–Shaltyr gabbro–urtite intrusion, South Siberia // *Doklady Earth Sciences*. 2018, 479 (2), pp. 518–523.
- Vrublevskii V.V., Kotelnikov A.D., Izokh A.E. The age and petrologic and geochemical conditions of formation of the Kogtakht gabbro-monzonite complex in the Kuznetsk Alatau // *Russian Geology and Geophysics*. 2018a, 59, pp. 718–744.
- Vrublevskii V.V., Morova A.A., Bukharova O.V., Konovalenko, S.I. Mineralogy and geochemistry of Triassic carbonatites in the Matcha alkaline intrusive complex (Turkestan-Alai Ridge, Kyrgyz Southern Tien Shan), SW Central Asian orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018b, 153, pp. 252–281.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Ernst R.E., Izokh A.E., Vishnevskii A.V. The Overmarat-Gol alkaline pluton in Northern Mongolia: U–Pb age and preliminary implications for magma sources and tectonic setting // *Minerals*. 2019, 9, 170, doi.org/10.3390/min9030170.
- Vrublevskii V.V., Nikiforov A.V., Sugorakova A.M., Kozulina T.V. Petrogenesis and tectonic setting of the Cambrian Kharly alkaline–carbonatite complex (Sangilen Plateau, Southern Siberia): implications for the Early Paleozoic evolution of magmatism in the western Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020a, 188, 104163, DOI: 10.1016/j.jseas.2019.104163.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Mustafayev A. Multiple intrusion stages and mantle sources of the Paleozoic Kuznetsk Alatau alkaline province, Southern Siberia: geochemistry and Permian U–Pb, Sm–Nd ages in the Goryachegorsk ijolite-foyaite intrusion // *International Geology Review*. 2020b, doi.org/10.1080/00206814.2020.1830312.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F. Paleozoic alkaline-mafic intrusions of the Kuznetsk Alatau, their sources and conditions for magma generation // *Petrology*. 2021, 29, pp. 24–53.
- Wan B., Li Sh., Xiao W., Windley B.F. Where and when did the Paleo-Asian Ocean form? // *Precambrian Research*. 2018, 317, pp. 241–252.
- Wilhelm C., Windley B.F. Tectonic synthesis of the altaids of Central Asia. In *The Central Asian Orogenic Belt: Geology, Evolution, Tectonics and Models*; Ed. Kröner, A.; Borntraeger Science Publishers: Stuttgart, 2015, pp. 235–252.
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kröner A., Badarch G., Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // *J. Geol. Soc. London* 2007, 164, pp. 31–47.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Deep geodynamics and mantle plumes: their role in the formation of the Central Asian orogenic belt. *Petrology*. 2003, 11, pp. 504–531.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach, V.P. Kozakov, I.K., Kotov, A.B.; Sal'nikova, E.B. Geodynamics of Caledonides in the Central Asian fold belt // *Doklady Earth Sciences*. 2003, 389A, pp. 311–316.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014, 93, pp. 158–179.

Yarmolyuk V.V., Nikiforov A.V., Sal'nikova E.B., Travin A.V., Kozlovskiy A.M., Kotov A.B., Shuriga T.N., Lyukhin D.A., Lebedev V.I., Anisimova I.V., Plotkina Yu.V., Yakovleva S.Z. Rare-metal granitoids of the Ulug-Tanzek deposit (Eastern Tyva): age and tectonic setting // *Doklady Earth Sciences*. 2010, 430(1), pp. 95–100.

Yashina R.M. *Shchelochnoy magmatizm skladchato-glybovykh oblastey* [Alkaline Magmatism in Orogenic Areas] Moscow: Nauka, 1982, 274 p. In Russian: Яшина Р.М. *Щелочной магматизм складчато-глубоководных областей*. М.: Наука, 1982. 274 с.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. 14. pp. 493–571.

Information about the author:

Vrublevskii V.V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Department of Dynamical Geology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: vasvr@yandex.ru

The author declares no conflicts of interests.

Информация об авторах:

Врублевский В.В., доктор геолого-минералогических наук, заведующий кафедрой динамической геологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: vasvr@yandex.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

The article was submitted 25.09.2021; approved after reviewing 28.11.2021; accepted for publication 12.09.2022

Статья поступила в редакцию 25.09.2021; одобрена после рецензирования 28.11.2021; принята к публикации 12.09.2022

МИНЕРАЛОГИЯ

Научная статья

УДК 553.89

doi: 10.17223/25421379/24/3

НЕФРИТ БАЖЕНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА, СРЕДНИЙ УРАЛ

Евгений Владимирович Кислов¹, Юрий Викторович Ерохин²,
Михаил Петрович Попов³, Анатолий Германович Николаев⁴



¹ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

^{1, 2, 3} Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

³ Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

⁴ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

¹ evg-kislov@ya.ru

² erokhin-yu@yandex.ru

³ popovm1@yandex.ru

⁴ anatolij-nikolaev@yandex.ru

Аннотация. На Баженовском месторождении хризотил-асбеста (Средний Урал) выявлены тела апоультрамафитового нефрита на контакте апогаббровых родинитов и серпентинитов. Нефрит представлен тремолитом, второстепенные минералы – хромитом, хромгроссуляром, отмечены серпентин, тальк, никелин, маухерит и уваровит. Окраска однородная до неоднородной, зеленая до яблочно-зеленой, травяно-зеленой, шпинатно-зеленой, серовато-зеленой, светло-зеленой, белесой. Зеленая окраска связана с ионами Fe²⁺. Нефрит Баженовского месторождения отвечает требованиям, предъявляемым к поделочному камню.

Ключевые слова: нефрит, минералогия, поделочный камень, Баженовское месторождение

Благодарности: авторы признательны И.И. Ефимову за предоставленную информацию и рецензенту редакции за ценные замечания и советы, позволившие значительно улучшить первоначальный вариант рукописи статьи.

Источник финансирования: экспедиционные исследования и выполнение анализов проведены в рамках государственных заданий ГИН СО РАН, № гос. рег. АААА-А21-121011390003-9 (Кислов Е.В.) и ИГГ УрО РАН, № гос. рег. АААА-А18-118052590028-9 (Кислов Е.В.) и АААА-А18-118052590032-6 (Попов М.П., Ерохин Ю.В.) с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680. Природа окраски и кристаллохимические особенности изучены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2020-931 в рамках программы развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты» (Николаев А.Г.). Изучение качественных характеристик, интерпретация полученных результатов и подготовка статьи выполнены за счет гранта РНФ № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003> (Кислов Е.В.).

Для цитирования: Кислов Е.В., Ерохин Ю.В., Попов М.П., Николаев А.Г. Нефрит Баженовского месторождения хризотил-асбеста, Средний Урал // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 40–59. doi: 10.17223/25421379/24/3

Original article

doi: 10.17223/25421379/24/3

NEPHRITE OF THE BAZHENOVSKOYE CHRYSOTILE-ASBESTOS DEPOSIT, MIDDLE URALS

Evgeniy V. Kislov¹, Yuriy V. Erokhin², Mikhail P. Popov³, Anatoly G. Nikolaev⁴

¹ Dobretsov Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia

^{1, 2, 3} Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Yekaterinburg, Russia

³ Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia

⁴ Kazan (Volga) Federal University, Kazan, Russia

¹ evg-kislov@ya.ru

² erokhin-yu@yandex.ru

³ popovm1@yandex.ru

⁴ anatolij-nikolaev@yandex.ru

Abstract. The most important nephrite deposits in Russia are located within the West and East Sayan, the Southwest Baikal Region, and the Middle Vitim Highland. In Russia, as of 1 January 2020, the balance sheet contains 24 deposits, including Akademicheskoye in Chelyabinsk Oblast, Kurtushibinskoye (central sector), Kantegirskoye and Stan-Taskylskoye in Krasnoyarsk Krai, Kurtushibinskoye (eastern sector) in the Republic of Tyva, Onotskoye in Irkutsk Oblast, Udokan (lode 1) in Zabaikalskiy krai, as well as 17 deposits in Buryatia.

In the Bazhenovskoye chrysotile-asbestos deposit (Middle Urals), nephrite bodies of the serpentinite type were found on the contact of after gabbro rodingites and serpentinites. The Bazhenovskoye deposit was discovered in 1885 and has been mined since 1889. However, the first data about nephrite at Bazhenovskoye deposit refer to 2009.

In the Bazhenovskoye deposit, nephrite was discovered in an operating quarry of the “Uralasbest” plant in the central and south sections. The nephrite block contacts gabbro through a transitional zone - a bright green opaque tremolite rock with inclusions of ore minerals sometime. The color is uniform to non-uniform, green to light green, bluish green, greyish green, and whitish. Spots, streaks, lenticles of bright bluish-green or, on the contrary, light green color are sometimes noted. The texture is solid, mottled, and striped. The blockiness depends on the quarry drilling and blasting rocks and ranges from 5 cm to 2 m. The nephrite shines through to a depth of 0.5 to 2 cm. The luster is greasy to matte, and the hardness on the Mohs scale is 6–6.5.

The nephrite is mostly comprised of tremolite. Chromite decreases the quality of the ornamental stone, but it is replaced by chrome grossular, which gives the nephrite a brighter bluish-green color locally. Crushed grains of chromite contain increased concentrations of Zn and Mn. The quality of the nephrite is decreased by serpentine and talc, as well as by fractures due to drilling and blasting works. The specific feature of the nephrite in the Bazhenovskoye deposit is the formation of nickeline, maucherite, and uvarovite. The chemical composition of the nephrite from the Bazhenovskoye deposit is similar to that of serpentinite type nephrite from known deposits.

According to the obtained results of Raman spectroscopy, we can confirm the green color of the nephrite from the Bazhenovskoye deposit, which is exclusively associated with Fe^{2+} ions. Chrome grossular, replacing chromite, causes the appearance of bright bluish-green spots.

The origin of this nephrite includes a combination of metasomatic and metamorphic processes. At a progressive stage, serpentinite was replaced by diopside $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 3\text{CaO} + 4\text{SiO}_2 + 2.5\text{O}_2 \rightarrow 3\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{H}_2\text{O}$. At the regressive stage, diopside was replaced by nephrite $2\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{MgO} + 4\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$.

The nephrite of the Bazhenovskoye deposit meets the requirements for an ornamental stone.

Keywords: nephrite, mineralogy, gemstone, Bazhenov deposit

Acknowledgments: the authors are grateful to I.I. Efimov for the information provided and to the editorial reviewer for valuable comments and advice, which made it possible to significantly improve the original version of the manuscript.

Source of financing: expeditionary research and analysis were carried as a part of the GIN SB RAS State assignments (state registration No. AAAA-A21-121011390003-9, Kislov E.V.) and IGG UB RAS State assignments (state registration No. AAAA-A18-118052590028-9, Kislov E.V., AAAA-A18-118052590032-6, Popov M.P., Erokhin Yu.V.) using «Geoanalitik» shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the «Geoanalitik» shared research facilities of the IGG UB RAS is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2021-680). The nature of the color and crystal chemical features were studied with the financial support of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation under agreement No. 075-15-2020-931 as part of the development program of the National Center for Medical Research “Rational development of liquid hydrocarbon reserves of the planet” (Nikolaev A.G.). The study of qualitative characteristics, the interpretation of the results obtained, and the preparation of the article were funded by the grant of the Russian Science Foundation No. 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003> (Kislov E.V.).

For citation: Kislov E.V., Erokhin Yu.V., Popov M.P., Nikolaev A.G. (2022) Nephrite of the Bazhenovskoye chrysotile-asbestos deposit, Middle Urals. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 40–59. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/24/3

Введение

Нефрит – высоколиквидный ювелирно-поделочный камень, издавна используемый человеком, особо популярный в Китае и некоторых других странах. Наиболее ценится нефрит просвечивающий белый, черный и шпинатно-зеленый с минимальным количеством рудных минералов.

Месторождения нефрита относятся к двум эндогенным геолого-промышленным типам: апосерпентинитовые метасоматиты офиолитов (апоультрамафитовый) и аподоломитовые тремолит-кальцитовые магнезиальные скарны (апокарбонатный). Месторождения первого типа – источник преимущественно зеленого до бурого и черного нефрита, месторождения второго типа дают в основном светло-окрашенный нефрит от белого до зеленого, окисление двухвалентного железа приводит к бурой (медовой) окраске, довольно редок, но особо ценен черный нефрит [Flint, Dubowski, 1991; Zhong et al.,

2019]. Экзогенный геолого-промышленный тип представлен россыпями, как правило, аллювиальными.

Важнейшие месторождения нефрита России находятся в пределах Западного и Восточного Саяна, Юго-Западного Прибайкалья и Средневитимского нагорья. В России на 1 января 2021 г. балансом учтены 25 месторождений, в том числе Академическое в Челябинской области, Куртушибинское (участок Центральный), Кантегирское и Стан-Таскыльское в Красноярском крае, Куртушибинское (участок Восточный) в Республике Тыва, Онотское в Иркутской области, Удоканское (залежь 1) в Забайкальском крае, а также 18 месторождений в Бурятии. На 1 января 2020 г. балансовые запасы нефрита в Российской Федерации составляют по $C_1 + C_2$: 20 490,22 т нефрита-сырца, 5 799,18 т сортового нефрита и 71,02 т – ювелирного. При этом в Бурятии находится 88,64 % балансовых запасов нефрита-сырца и 88,76 % – сортового.

В 2020 г. на семи месторождениях Бурятии, по официальным данным, было добыто 1 342,9 т нефрита-сырца и 422,03 т сортового нефрита, в других регионах России добыча не велась. Разрабатывались Оспинское и Хамар-Худинское месторождения апосерпентинитового нефрита и Кавоктинское, Голубинское, Хайтинское, Сергеева залежь и Нижнее Олломи – аподоломитового нефрита. На других месторождениях и в других регионах России добыча нефрита носит нерегулярный характер, что повышает интерес к новым находкам ценного полезного ископаемого [Кислов, 2017; Kislov, 2019]. Рассматриваются проблемы комплексного использования некондиционного нефрита [Худякова и др., 2020; Khudyakova et al., 2020].

Проявления нефрита обнаружены также в Якутии [Гадиятов, Маршинцев, 2000; Сутурин, Замалетдинов, Секерина, 2015], на Северном Кавказе [Беляев и др., 2016; Газеев и др., 2018], Алтае [Зырянова и др., 2006; Гусев, 2007; Рычков, Сенькин, Рычкова, 2012], Камчатке [Крылова и др., 1985] и в Приамурье.

На Урале известен ряд проявлений нефрита [Архиреев и др., 2011; Макагонов, Архиреев, 2014]. Единичные находки сделаны в районе Мулдакаевской дачи [Кротов, 1915] и на горе Бикиляр [Мамуровский, 1918]. На Полярном Урале в ультрамафитовом массиве Рай-Из обнаружено проявление Нырдовоменшор [Казак, Добрецов, Молдаванцев, 1976; Сутурин, Замалетдинов, Секерина, 2015; Кислов, Попов, Нурмухаметов, 2021]. На Среднем Урале нефрит известен на горе Лиственной у Пышминского завода в аллювии Нейво-Рудника [Юшкин, Иванов, Попов, 1986]. Халиловское месторождение нефрита открыто в 1968 г. в Халиловском ультраос-

новном массиве на территории Гайского района Оренбургской области [Сутурин, Замалетдинов, Секерина, 2015]. На южном продолжении Урала находится Джетыгаринское проявление нефрита в Казахстане [Аеров и др., 1975]. В 2003 г. в окрестностях г. Миасс (Челябинская область) открыто Академическое месторождение со Студенческим и Факультетским участками [Архиреев и др., 2011]. Выделен Учалинско-Миасский потенциально нефритоносный район, прослеживающийся с севера на юг от г. Карабаш через Миасс до г. Учалы [Макагонов, Архиреев, 2014]. Тем не менее добыча нефрита на Урале в настоящее время не ведется.

Поэтому находка нефрита на эксплуатируемом Баженовском месторождении хризотил-асбеста в Свердловской области представляет большой интерес. Первые данные относятся к 2009 г. (устное сообщение Б.А. Точилина). Краткая информация опубликована А.Б. Лоскутовым и Е.А. Новгородовой [2013]. До того, как нефрит был изучен и диагностирован, он вывозился в отвалы. Теперь он складывается на рудном дворе и реализуется.

Баженовское месторождение

Баженовское месторождение хризотил-асбеста находится в 60 км к северо-востоку от г. Екатеринбург на восточном склоне Среднего Урала. Геология и минералогия месторождения, открытого в 1885 г. и отрабатываемого с 1889 г., хорошо изучена [Баженовское..., 1985; Спиридонов и др., 1996; Ефимов, Барабанов, 1997; Ерохин, 2017].

Оно располагается в одноименном массиве ультраосновных пород, относимых к среднему-верхнему ордовика, вытянутом в меридиональном направлении на 28 км при ширине от 1 до 4 км; площадь массива на поверхности составляет около 75 км². В составе Баженовского гипербазитового массива преобладают гарцбургиты при резко подчиненной роли дунитов, клинопироксенитов, оливинных вебстеритов, лерцолитов и верлитов. При этом пироксениты и верлиты слагают значительные объемы в северной части массива (рис. 1). С запада к нему примыкают габбронориты Асбестовского массива, слагающие его висячий бок, а с востока и юга он ограничивается Рефтинским и Каменским гранитными массивами более молодого возраста.

Жильные тела основного и кислого состава с многочисленными апофизами пронизывают тело ультраосновных пород, фиксируя разноориентированные разломы протяженностью до 12–15 км. Этими разломами ультраосновные породы разделены на ряд блоков. В центральных частях блоки сложены относительно свежими гарцбургитами (содержание серпен-

тина от 30 до 70 об. %). По периферии, ближе к зонам разломов, они замещены серпентинитами и тальк-хлоритовыми породами, а в осевых частях разломов – тальк-карбонатными породами. Дайки представлены габброидами, диоритами и плагиогранитами, в боль-

шинстве своем родингитизированными. Мощность даек от 0,1 до 1–2 м. Возраст даек плагиогранита, секущих тело ультраосновных пород, 428 ± 33 млн лет – раннесилурийский [Ерохин, Хиллер, Иванов, 2018].

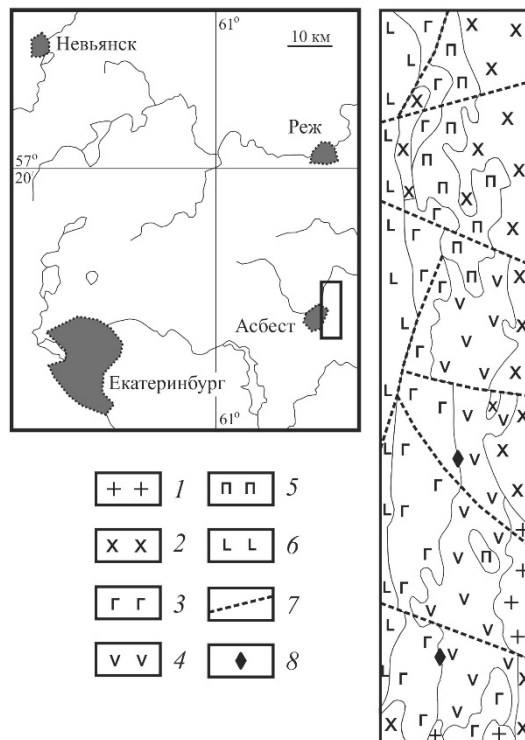


Рис. 1. Расположение и геологическая карта Баженовского офиолитового комплекса по [Баженовское..., 1985] с упрощениями и дополнениями

Условные обозначения: 1 – гранодиориты, адамеллиты Каменского комплекса (C_{1-2}), 2 – тоналиты, габбро-диориты и плагиограниты Рефтинского комплекса (S_2-D_1), 3 – габбронориты Асбестовского комплекса (S_1), 4 – гарцбургиты Баженовского офиолитового комплекса (O_{2-3}), 5 – клинопироксениты, вебстериты и верлиты послеофиолитового комплекса (S), 6 – базальты и кремнисто-базальтовые образования (O_3-S_1), 7 – разрывные нарушения, 8 – места находок нефрита

Fig. 1. Location and geological map of the Bazhenov ophiolite complex after [Bazhenovskoe..., 1985] with simplifications and additions

Legend: 1 – granodiorites, adamellites of the Kamensky complex (C_{1-2}), 2 – tonalites, gabbro-diorites and plagiogranites of the Reftinsky complex (S_2-D_1), 3 – gabbro-norites of the Asbestos complex (S_1), 4 – harzburgites of the Bazhenov ophiolite complex (O_{2-3}), 5 – clinopyroxenites, websterites and wehrlites of the post-ophiolite complex (S), 6 – basalts and siliceous-basaltic formations (O_3-S_1), 7 – faults, 8 – places where nephrite was found

На площади Баженовского ультраосновного массива разведаны 24 асбестовые залежи. Они располагаются в средней части ультраосновного массива и вытянуты в меридиональном направлении. Длина залежей колеблется от 200 м до 4,5 км, мощность – от 20 до 300 м. Сближенные залежи объединяются в промышленные участки. Выделены пять участков (с севера на юг): Окуневско-Рефтинский, Северный, Центральный, Южный и «Трудовой отдых». Общая протяженность зоны промышленной асбестоносности составляет около 10 км. Промышленная асбестоносность прослежена на глубину до 1 000 м.

Методы исследования

Визуальное петрографическое и минералогическое изучение нефрита проводилось при естественном освещении, применялась фотофиксация. Декоративные свойства (окраска, оттенок, рисунок, наличие каемок, степень шероховатости) определялись при помощи бинокулярного микроскопа МБС-10 и спекнонарика СYZ-B05. Изготавливались и полировались пластины размером от 5×10 см до 10×15 см толщиной от 1 до 3 см для определения просвечиваемости, принятия полировки и шагрени. Шлифы бы-

ли изучены под поляризационным микроскопом ПОЛАМ Л-213.

Химический состав пород определен рентгено-спектральным флуоресцентным методом на волновом рентгенофлуоресцентном спектрометре XRF-1800 (SHIMADZU, Япония) в лаборатории физических и химических методов исследования ИГГ УрО РАН (Екатеринбург) по методике [Горбунова и др., 2015], аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева.

Состав минералов определен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург), оборудованного пятью волновыми спектрометрами, аналитик А.В. Михеева. Стандарты для арсенидов: Ag – Ag; S, Cu, Fe – CuFeS₂; As – InAs; Hg – HgTe; Pb – PbS; Ni – Ni; Au – Au; Bi – Bi; Zn – ZnS; Sb – GaSb; Cd – CdS; Co – FeNiCo. Стандарты для силикатов и оксидов: Mg, Ca, Si – диопсид; Na, Al – жадеит; Fe – Fe₂O₃; Cr – Cr₂O₃; K – ортоклаз; Mn – родонит; Ni – Ni; V – V; Co – FeNiCo; Zn – ZnS; Ti – TiO₂. Пределы обнаружения элементов в разных минералах нефрита приведены в табл. 1.

Окраска нефрита исследовалась оптической абсорбционной спектроскопией (КФУ, Казань). Оптические спектры поглощения записывались на специализированном спектрофотометре SHIMADZU UV-3600 в диапазоне длин волн 185–3 300 нм и на стандартизированном спектрофотометре МСФУ-К в интервале длин волн 400–800 нм с шагом 1 нм. Для объективного измерения и описания окраски нефрита была использована методика расчета координат цветности по международной колориметрической системе XYZ. Все колориметрические результаты по интерпретации оптических спектров поглощения минералов были вынесены на стандартный цветовой треугольник международной комиссии по освещению МКО-1931. Колориметрические параметры исследуемых минералов (x, y, z – коэффициенты цветности; λ – доминирующая длина волны, P – плотность основного цветового тона) рассчитывались с использованием специализированной программы Spectra. Оптические спектры поглощения записывались с плоскопараллельных препаратов; цвет нефрита – зеленый, различной интенсивности.

Для дополнительного анализа кристаллохимических особенностей нефрита проводились исследования методами спектроскопии комбинационного рассеяния. Съемка образцов производилась на конфокальном рамановском микроспектрометре inVia Qontor (КФУ, Казань). Контроль режимов и обработка данных производились в программе Wire 5. В работе был использован лазер с длиной волны 532 нм и мощностью 500 мВт. Все эксперименталь-

ные исследования проводились при комнатной температуре.

Проявления нефрита

Нефрит на Баженовском месторождении обнаружен в действующем карьере комбината ОАО «Урал-асбест» на Центральном и Южном участках. Нефрит слагает тела на контакте родингитизированного мелкозернистого габбро и серпентинита.

На Центральном участке нефрит встречен в западном борту. Изучен крупный блок размером 1 × 1,5 м, сложенный яблочно-зеленым нефритом (рис. 2). Текстура массивная. Иногда в нефрите наблюдаются небольшие пустоты с кристаллами тремолита, реже развит пренит. На контакте нефритовых тел с серпентинитами развивается тальк. Со стороны габбро обычно субпараллельно нефритовым телам прослеживаются кварцевые жилы. На контакте блока нефрита с габбро находится ярко-зеленая непросвечивающая тремолитовая порода с включениями рудных минералов мощностью 15 см. Контакт между всеми породами четкий, тектонизированный. Простираие блока 200° на юго-запад, падение 260–270° на запад, угол падения 70°. Зона нефрита прослежена на 35 м вверх по борту карьера.

На Южном участке выходы нефрита также находятся в западном борту. Нефрит зеленовато-серый. Тело нефрита мощностью 20–30 см отмечается на контакте габбро и серпентинита (см. рис. 3).

Состав и свойства нефрита

Окраска нефрита однородная до неоднородной синевато-зеленая (см. рис. 4) до яблочно-зеленой, шпинатно-зеленой, серовато-зеленой, светло-зеленой, белесой. Иногда отмечаются пятна до 5 мм, прожилки мощностью до 2 мм, линзочки длиной 4–8 мм яркого шпинатно-зеленого или, наоборот, светло-зеленого цвета. Текстура – массивная, пятнистая и полосчатая. Блочность зависит от карьерных буровзрывных пород и составляет от 5 см до 2 м.

Как нефрит (см. рис. 5), так и промежуточная тремолитовая порода (см. рис. 6) сложены в основном тремолитом (65–75 %, реже более 80 %, табл. 2). Кристаллохимическая формула тремолита нефрита $(\text{Ca}_{2,00-2,03}\text{Na}_{0,01-0,02})_{2,01-2,04}(\text{Mg}_{4,47-4,58}\text{Fe}_{0,35-0,40}\text{Cr}_{0,02-0,05}\text{Mn}_{0,01})_{4,89-4,99}[(\text{Si}_{7,92-8,00}\text{Al}_{0,03-0,09})_{8,00-8,05}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Тремолит промежуточной породы содержит больше железа (вплоть до актинолита), хрома и других примесей $(\text{Ca}_{1,95-2,03}\text{Na}_{0,01-0,03})_{1,97-2,04}(\text{Mg}_{4,17-4,35}\text{Fe}_{0,54-0,68}\text{Cr}_{0,03-0,08}\text{Ni}_{\leq 0,01}\text{Mn}_{0,01-0,02}\text{Ti}_{\leq 0,01})_{4,87}[(\text{Si}_{7,92-8,01}\text{Al}_{0,5-0,10})_{8,00-8,07}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Минерал образует фибробластовую спутано-волокнистую, местами порфиробластовую сно-

повидную структуру, волокна 0,06–0,138 мм в длину. Кроме того, отмечается антигорит, иногда образующий мелкочешуйчатые агрегаты, его содержание может достигать 25–35 %. Отмечен тальк. Встречаются реликто-

вые зерна клинопироксена с неровными корродированными границами зерен, средний размер 0,085×0,035 мм. Отмечены полные или частичные псевдоморфозы амфибола и серпентина по клинопироксену.

Пределы обнаружения элементов в минералах нефрита, мас. %

Detection limits of elements in minerals of nephrite, wt. %

Таблица 1

Table 1

Элементы	Хромит	Амфибол, гранат	Элемент	Арсениды
Si	0,05	0,03	Ag	0,25
Ti	0,05	0,05	S	0,05
Al	0,03	0,02	As	0,12
Cr	0,12	0,08	Hg	0,26
V	0,04	–	Pb	0,42
Mn	0,10	0,08	Cu	0,14
Mg	0,02	0,02	Au	0,29
Ca	0,02	0,03	Bi	0,27
Na	0,05	0,03	Sb	0,09
K	0,02	0,02	Cd	0,14
Fe	0,12	0,09	Fe	0,06
Ni	0,08	0,07	Ni	0,10
Co	0,15	–	Co	0,08
Zn	0,21	–	Zn	0,16

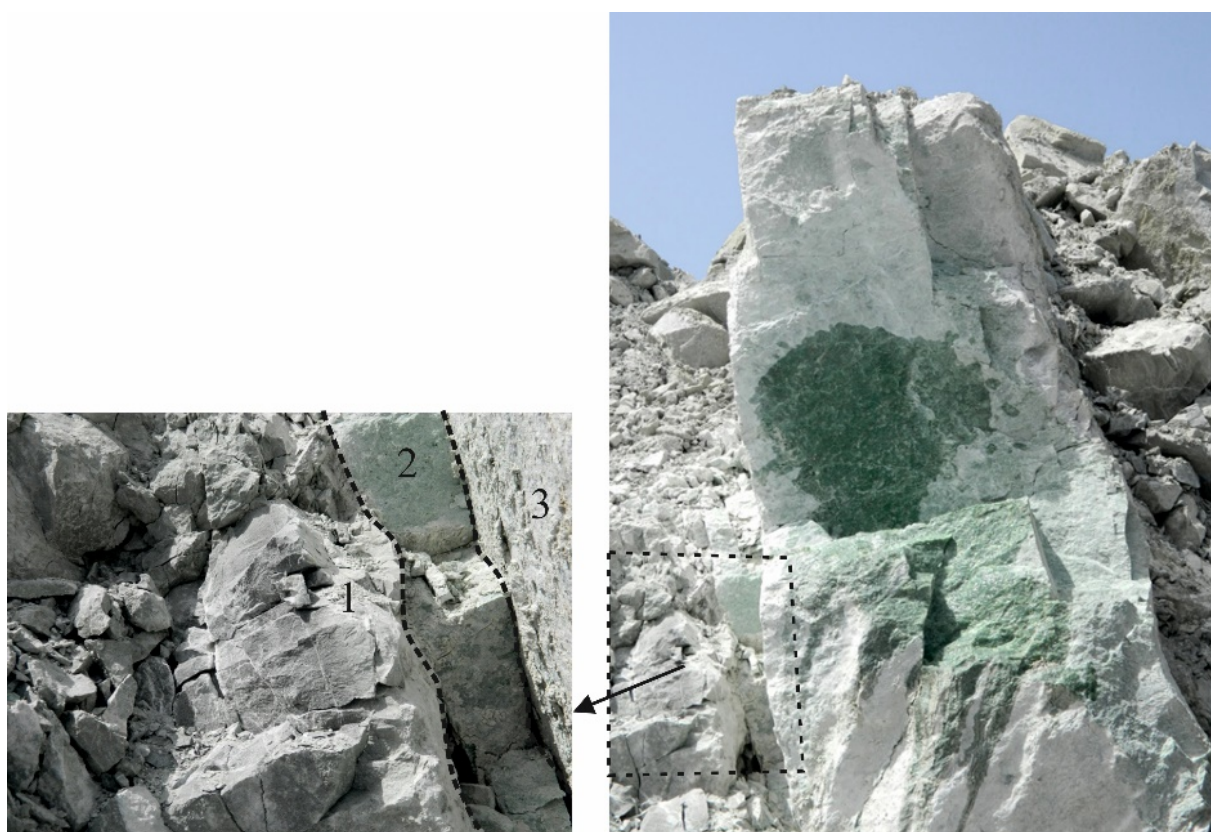


Рис. 2. Блок нефрита на Центральном участке

Слева – нижняя левая часть блока: контакт габбро (1), промежуточной породы мощностью 15 см (2) и нефрита – блок размером 1 × 1,5 м (3). Центральная часть блока смочена водой. Автор фото М.П. Попов

Fig. 2. Block of nephrite in the Central section

Left – lower left part of the block: contact of gabbro (1), intermediate rock with thickness 15 cm (2) and nephrite block by size 1 × 1,5 m (3). The central part of the block is wetted with water. Photo by M.P. Popov



Рис. 3. Блок нефрита на Южном участке

В верхней части – габбро (1), в нижней – серпентинит (3), между ними нефрит мощностью 20–30 см (2). Центральная часть блока смочена водой. Фото М.П. Попова

Fig. 3. Block of nephrite in the South section

In the upper part – gabbro (1), in the lower – serpentinite (3), between them is a nephrite with thickness 20–30 cm (2). The central part of the block is wetted with water. Photo by M.P. Popov

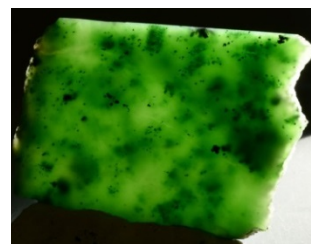


Рис. 4. Полированный образец нефрита

Пластина 8 × 5 см. Южный карьер. Образец А.Б. Лоскутова и Е.А. Новгородовой, фото М.Б. Лейбова [Ерохин, 2017]

Fig. 4. Polished nephrite sample

Plate 8 × 5 cm. South quarry. Sample of A.B. Loskutov and E.A. Novgorodova, photo by M.B. Leibov [Erokhin, 2017]



Рис. 5. Образец нефрита ОВ-2

Яблочно-зеленый с линзочками светло-зеленого цвета длиной 4–8 мм, вкрапленниками хромита размером 0,2–0,6 мм и включениями никелина размером менее 0,1 мм. Размер образца 16 × 16 см

Fig. 5. Sample of nephrite OV-2

Apple green with light green lenses 4–8 mm long, chromite grains 0.2–0.6 mm in size and nickelin inclusions less than 0.1 mm in size. Sample size is 16 × 16 cm



Рис. 6. Образец тремолитовой промежуточной породы ОВ-3

Порода яблочно-зеленого цвета с ярко-зелеными линзами 2–7 мм в длину и 2–5 мм в ширину, вкрапленниками хромита размером 0,2–0,6 мм и ярко-зелеными включениями хромистогоgrossуляра до 1 мм

Fig. 6. Sample of tremolite intermediate rock OV-3

The rock is apple-green in color with bright green lenses 2–7 mm long and 2–5 mm wide, chromite grains 0.2–0.6 mm in size and bright green inclusions of chromium grossular up to 1 mm

Таблица 2

Химический состав тремолита, мас. %

Table 2

Chemical composition of tremolite, wt. %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	56,82	–	0,53	0,40	–	3,01	0,10	21,97	13,62	0,05	–	96,50
2	57,81	–	0,29	0,28	0,10	2,95	–	22,33	13,65	–	0,02	97,43
3	57,82	–	0,26	0,44	0,10	3,01	0,08	22,17	13,55	0,06	–	97,49
4	57,63	–	0,18	0,32	0,07	3,37	0,11	22,07	13,61	–	–	97,36
5	57,74	–	0,37	0,36	0,08	3,30	–	21,88	13,58	0,05	–	97,36
6	57,88	–	0,37	0,37	0,07	3,42	0,20	21,79	13,58	0,03	–	97,71
7	57,34	–	0,24	0,18	0,10	3,35	0,10	22,06	13,54	0,03	–	96,94
8	57,59	–	0,25	0,23	0,09	3,49	0,09	21,73	13,66	–	–	97,13
9	57,88	–	0,29	0,26	0,10	3,18	–	21,72	13,64	–	–	97,07
10	57,47	–	0,40	0,34	–	5,06	–	20,35	13,41	0,05	–	97,08
11	57,35	–	0,41	0,71	0,07	4,80	0,12	20,51	13,50	0,07	–	97,54
12	56,63	0,05	0,58	0,49	0,07	5,55	–	20,25	13,43	0,11	–	97,16
13	57,68	–	0,38	0,40	–	5,82	0,10	20,14	13,09	0,06	–	97,67

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
14	56,72	–	0,48	0,47	0,11	5,20	0,15	20,64	13,31	0,08	–	97,16
15	56,88	0,06	0,30	0,33	0,12	5,27	0,10	20,63	13,53	0,04	–	97,26
16	56,89	–	0,48	0,35	0,07	4,75	0,15	20,90	13,51	0,07	–	97,17
17	57,39	–	0,43	0,26	–	4,65	0,10	21,01	13,52	0,05	0,02	97,43
18	57,10	–	0,34	0,37	0,11	4,97	0,15	20,58	13,42	0,05	–	97,09

Формульные единицы в расчете на 23 атома кислорода

1	7,92	–	0,09	0,04	–	0,35	0,01	4,56	2,03	0,01	–	15,01
2	7,96	–	0,05	0,03	0,01	0,34	–	4,58	2,01	–	–	14,98
3	7,97	–	0,04	0,05	0,01	0,35	0,01	4,55	2,00	0,02	–	15,00
4	7,97	–	0,03	0,03	0,01	0,39	0,01	4,55	2,02	–	–	15,01
5	7,97	–	0,06	0,04	0,01	0,38	–	4,50	2,01	0,01	–	14,98
6	7,97	–	0,06	0,04	0,01	0,39	0,02	4,47	2,00	0,01	–	14,97
7	7,96	–	0,04	0,02	0,01	0,39	0,01	4,56	2,01	0,01	–	15,01
8	7,98	–	0,04	0,03	0,01	0,40	0,01	4,49	2,03	–	–	14,99
9	8,00	–	0,05	0,03	0,01	0,37	–	4,47	2,02	–	–	14,95
10	8,00	–	0,07	0,04	–	0,59	–	4,22	2,00	0,01	–	14,93
11	7,97	–	0,07	0,08	0,01	0,56	0,01	4,25	2,01	0,02	–	14,98
12	7,92	0,01	0,10	0,05	0,01	0,65	–	4,22	2,01	0,03	–	15,00
13	8,01	–	0,06	0,04	–	0,68	0,01	4,17	1,95	0,02	–	14,94
14	7,93	–	0,08	0,05	0,01	0,61	0,02	4,30	1,99	0,02	–	15,01
15	7,95	0,01	0,05	0,04	0,01	0,62	0,01	4,29	2,03	0,01	–	15,02
16	7,93	–	0,08	0,04	0,01	0,55	0,02	4,34	2,02	0,02	–	15,01
17	7,97	–	0,07	0,03	–	0,54	0,01	4,35	2,01	0,01	–	14,99
18	7,97	–	0,06	0,04	0,01	0,58	0,02	4,28	2,01	0,01	–	14,98

Примечание. 1–9 – нефрит ОВ-2, 10–18 – тремолитовая порода ОВ-3. Прочерк – ниже предела обнаружения. Здесь и в табл. 3–6 анализы минералов выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе CAMECA SX 100.

Note. 1–9 – ОВ-2 nephrite, 10–18 – ОВ-3 tremolite rock. A dash means below the detection limit. Here and in tables 3–6, analyzes of minerals were performed on a CAMECA SX 100 electron probe microanalyzer.

Характерный минерал нефрита и промежуточной тремолитовой породы Баженовского месторождения – хромит, составляющий 3–5 % породы. Минерал образует равномерно распределенные раздробленные и резорбированные мелкие (0,2–2,0 мм) зерна буровато-черного цвета с четкими границами, по трещинам которых развиваетсяgrossуляр. Раздробленные зерна меньшего размера образуют линейные структуры. Микроскопические выделения более светлого бурого цвета, что объясняется их размером, распределены равномерно. Белесые участки не содержат вкрапленников хромита. Для хромита характерны повышенные содержания марганца (в нефрите 1,89–2,15 мас. % MnO, в промежуточной тремолитовой породе 1,23–1,91 мас. %) и цинка (1,57–2,25 мас. % ZnO в нефрите, 2,85–3,54 мас. % в промежуточной тремолитовой породе, табл. 3). При неоднородном распределении марганца и цинка повышенные их содержания отмечаются в краевых частях зерен. Содержания титана и никеля незначительные. Кристаллохимическая формула хромита нефрита $(\text{Fe}_{0,82-0,85}\text{Mn}_{0,06-0,07}\text{Zn}_{0,04-0,06}\text{Mg}_{0,01-0,03}\text{Ca}_{\leq 0,02})_{0,97-0,99}(\text{Cr}_{1,45-1,65}$

$\text{Fe}^{3+}_{0,34-0,51}\text{Al}_{\leq 0,05}\text{V}_{0,01}\text{Si}_{\leq 0,01}\text{Ti}_{\leq 0,01})_{2,01-2,03}\text{O}_4$, а хромита тремолитовой породы – $(\text{Fe}_{0,77-0,82}\text{Zn}_{0,07-0,10}\text{Mn}_{0,04-0,06}\text{Mg}_{0,01}\text{Ca}_{0,01-0,02})_{0,95-0,97}(\text{Cr}_{1,48-1,69}\text{Fe}^{3+}_{0,33-0,54}\text{Al}_{\leq 0,01}\text{V}_{0,01}\text{Ti}_{\leq 0,01})_{2,04-2,05}\text{O}_4$.

С одной стороны, состав хромита нефрита и промежуточной тремолитовой породы существенно отличается от состава хромита хромититов (0,27–0,34 мас. % MnO и 0,19–0,24 мас. % ZnO) и метасоматически измененных хромититов (0,80–0,93 мас. % MnO и 0,30–0,40 мас. % ZnO) Баженовского месторождения [Ерохин, 2006]. Последние отличаются зеленой слюистой оторочкой и развитием хромсодержащего турмалина, хризоберилла, мариинскита, а также эсколаита [Ерохин и др., 2014]. С другой стороны, хромит нефритов Баженовского месторождения близок по содержанию этих элементов к хромиту нефритов других месторождений, например, к низкохромистому феррихромиту Джидинского нефритовосного района с 1,46–3,23 мас. % MnO и 0,09–7,93 мас. % ZnO и Оспинского месторождения с 0,34–2,02 мас. % MnO и до 5,10 мас. % ZnO [Сутурин, Замалетдинов, Секерина, 2015]. Концентрации ванадия, равномерные по всем зернам, в целом значительно выше, чем в хромитах Джидинско-

го нефритоносного района и Оспинского месторождения [Сутурин Замалетдинов, Секерина, 2015].

Хромит Баженовского месторождения катаклазирован. Его зерна замещаются и обрастают мелкозернистым хромистымgrossуляром, составляющим до 5 % объема породы (рис. 7). Минерал имеет ярко-зеленый цвет и образует в нефрите ореолы более насыщенного синевато-зеленого цвета. Содержание Cr_2O_3 5,92–11,53 % (табл. 4), причем наиболее хро-

мистые фазы grossуляра отмечаются на контакте с хромитом. Кристаллохимическая формула граната следующая – $(\text{Ca}_{2,87-3,03}\text{Mn}_{0,02-0,10}\text{Fe}_{\leq 0,03}\text{Mg}_{\leq 0,04})_{3,00-3,06}(\text{Al}_{1,17-1,46}\text{Cr}_{0,44-0,72}\text{Fe}^{3+}_{0,10-0,14})_{2,00-2,05}[(\text{Si}_{2,92-2,97}\text{Ti}_{0,01-0,05}\text{Al}_{\leq 0,05})_{2,99-3,02}\text{O}_{12}]$. Если пересчитать формулу на минералы, то grossуляр содержит значимое количество уваровита (до 36 %), а также немного андрадита (до 7 %), спессартина (до 3 %), пиропы (до 1 %) и альмандина (до 1 %).

Таблица 3

Химический состав хромита, мас. %

Table 3

Chemical composition of chromite, wt. %

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO	Сумма
1	0,22	0,10	0,48	54,77	0,28	11,88	26,03	2,00	0,49	0,07	1,96	98,28
2	0,34	0,05	0,31	54,96	0,21	13,13	27,00	2,11	0,67	–	1,58	100,36
3	–	0,20	0,43	50,62	0,24	18,29	27,17	2,15	0,37	–	1,66	101,13
4	–	0,12	0,24	53,92	0,24	14,24	27,10	1,98	0,31	0,02	1,57	99,74
5	–	0,12	0,10	53,98	0,27	14,38	26,98	2,10	0,25	0,04	1,63	99,85
6	–	0,07	1,14	49,26	0,25	18,33	26,74	1,89	0,51	0,21	1,72	100,12
7	–	0,12	0,11	55,71	0,29	12,63	27,02	2,13	0,26	0,03	1,60	98,90
8	–	0,08	0,28	54,52	0,23	14,04	26,65	2,07	0,45	0,03	1,72	100,09
9	0,15	0,15	0,48	55,52	0,27	11,98	25,98	2,08	0,59	–	2,06	99,26
10	–	0,11	0,15	50,63	0,24	19,41	26,00	1,88	0,09	0,06	2,88	101,14
11	–	0,12	0,10	55,60	0,26	13,31	25,11	1,49	0,08	0,16	3,38	99,61
12	–	0,17	0,89	54,64	0,23	13,27	25,07	1,65	0,10	0,11	3,38	99,51
13	–	0,09	0,08	55,03	0,23	14,54	25,92	1,82	0,09	0,01	2,85	100,66
14	–	0,22	0,24	56,25	0,27	12,35	25,40	1,69	0,09	0,08	3,20	99,79
15	–	0,17	0,15	55,73	0,27	12,78	24,87	1,70	0,09	0,07	3,36	99,19
16	–	0,11	0,29	56,56	0,26	11,49	25,53	1,23	0,18	0,22	3,04	98,91
17	–	0,21	0,11	51,73	0,27	16,94	26,03	1,72	0,13	0,07	2,67	99,88
18	–	0,14	0,28	53,75	0,29	14,81	24,33	1,91	0,12	0,12	3,54	99,29

Формульные единицы в расчете на четыре атома кислорода

1	0,01	–	0,02	1,64	0,01	0,34	0,82	0,06	0,03	0,01	0,05	2,99
2	0,01	–	0,01	1,61	0,01	0,37	0,84	0,07	0,04	–	0,04	3,00
3	–	0,01	0,02	1,48	0,01	0,50	0,84	0,07	0,02	–	0,05	3,00
4	–	–	0,01	1,60	0,01	0,40	0,85	0,06	0,02	–	0,04	2,99
5	–	–	–	1,60	0,01	0,41	0,85	0,07	0,01	–	0,05	3,00
6	–	–	0,05	1,45	0,01	0,51	0,83	0,06	0,03	0,02	0,05	3,01
7	–	–	0,01	1,65	0,01	0,36	0,84	0,07	0,02	–	0,04	3,00
8	–	–	0,01	1,61	0,01	0,39	0,83	0,07	0,03	–	0,05	3,00
9	0,01	–	0,02	1,64	0,01	0,34	0,82	0,07	0,03	–	0,06	3,00
10	–	–	0,01	1,48	0,01	0,54	0,80	0,06	0,01	0,01	0,08	3,00
11	–	–	–	1,65	0,01	0,38	0,79	0,05	0,01	0,02	0,09	3,00
12	–	0,01	0,04	1,62	0,01	0,37	0,79	0,05	0,01	0,01	0,09	3,00
13	–	–	–	1,62	0,01	0,41	0,81	0,06	0,01	–	0,08	3,00
14	–	0,01	0,01	1,66	0,01	0,35	0,80	0,05	0,01	0,01	0,09	3,00
15	–	0,01	0,01	1,66	0,01	0,36	0,79	0,05	0,01	0,01	0,09	3,00
16	–	–	0,01	1,69	0,01	0,33	0,81	0,04	0,01	0,02	0,08	3,00
17	–	0,01	0,01	1,53	0,01	0,48	0,82	0,05	0,01	0,01	0,07	3,00
18	–	–	0,01	1,60	0,01	0,42	0,77	0,06	0,01	0,01	0,10	2,99

Примечание. 1–9 – образец ОВ-2, 10–18 – образец ОВ-3. Трехвалентное железо рассчитано по стехиометрии минерала.

Note. 1–9 – sample ОВ-2, 10–18 – sample ОВ-3. Ferric iron is calculated from the stoichiometry of the mineral.

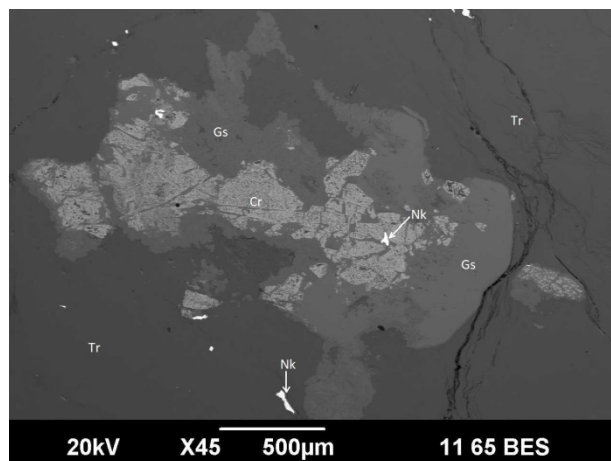


Рис. 7. Резорбированное зерно хромита (Cr) замещается и обрастает каймой хромистого гроссуляра (Gs) Никелин (Nk) как в хромите, так и среди тремолита (Tr)

Fig. 7. Resorbed chromite (Cr) grain is replaced and overgrown with a rim of chromium grossular (Gs). Nickeline (Nk) in both chromite and tremolite (Tr)

Таблица 4

Химический состав граната, мас. %

Table 4

Chemical composition of garnet, wt. %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
1	37,51	0,84	15,35	8,53	1,98	1,10	0,03	34,64	99,98
2	30,84	0,18	14,14	16,61	9,08	0,67	0,13	28,49	100,14
3	38,20	0,63	15,97	7,08	2,63	0,88	0,38	34,53	100,30
4	37,41	0,70	15,60	7,85	2,60	1,50	0,03	34,39	100,08
5	37,40	0,77	15,50	8,66	1,94	1,05	0,05	34,90	100,27
6	37,37	0,71	15,59	8,54	2,08	1,01	0,03	34,83	100,13
7	37,48	0,20	13,23	11,53	1,72	0,25	0,10	36,03	100,54
Формульные единицы в расчете на 12 атомов кислорода									
1	2,94	0,05	1,42	0,53	0,13	0,07	—	2,90	8,03
2	2,54	0,01	1,38	1,08	0,63	0,05	0,02	2,52	8,23
3	2,97	0,04	1,46	0,44	0,17	0,06	0,04	2,87	8,05
4	2,93	0,04	1,44	0,49	0,17	0,10	—	2,89	8,06
5	2,92	0,04	1,43	0,53	0,13	0,07	0,01	2,92	8,05
6	2,92	0,04	1,43	0,53	0,14	0,07	—	2,92	8,05
7	2,94	0,01	1,22	0,72	0,11	0,02	0,01	3,03	8,06

Примечания. Образец ОВ-03. Гроссуляр из оторочек вокруг хромита. Анализ 2 – уваровит из прожилка в хромите.

Notes. Sample ОВ-03. Grossular is from rims around chromite. Analysis 2 – uvarovite from a vein in chromite.

В хромите отмечены редкие прожилки уваровита. Кристаллохимическая формула граната следующая – $(\text{Ca}_{2,52}\text{Fe}_{0,46}\text{Mn}_{0,05}\text{Mg}_{0,02})_{3,05}(\text{Cr}_{1,08}\text{Al}_{0,88}\text{Fe}^{3+}_{0,17})_{2,13}[(\text{Si}_{2,54}\text{Al}_{0,50}\text{Ti}_{0,01})_{3,05}\text{O}_{12}]$, т.е. с преобладанием минала уваровита (до 54 %). Ранее уваровит отмечался в нефритах месторождения Фентиен на Тайване [Wan, Yeh, 1984], проявления Нырдовоменшор на Полярном Урале и месторождений Британской Колумбии, Канада [Сутурин, Замалетдинов, Секерина, 2015]. Гранат, отвечающий по составу твердому раствору уваровит-гроссуляру отмечен в апосерпентинитовом нефрите месторождения Наславице в Польше [Gil et al., 2020]. Однако

опубликованные результаты анализа граната месторождения Фентиен соответствуют хромистому гроссуляру – в среднем 11,6 % Cr_2O_3 , максимальное содержание 12,86 %. Более высокий результат анализа ядра кристалла вызван загрязнением анализа хромитом, находящимся в центре кристалла хромистого гроссуляра – так называемый жабий глаз. Анализы уваровита из нефритов Нырдовоменшора и Британской Колумбии не опубликованы. В нефрите района Кутчо в Британской Колумбии [Jiang, Bai, Zhao, 2021] гранат определен как гроссуляр. Пока единственная достоверная находка уваровита в апосерпентинитовом нефрите с

месторождения Манас в Северном Тянь-Шане на севере Синцзян-Уйгурского автономного округа Китая зафиксирована недавно [Wang, Shi, 2021].

В нефритах, претерпевших перекристаллизацию вплоть до образования прожилков светло-серого цвета, хромит обрастает каймой хромистогоgrossуляра или переходит в цинксодеждающий феррихромит [Сутурин, Замалетдинов, Секерина, 2015]. В Баженовском месторождении проявились оба этих явления, дополненные появлением уваровита.

В нефрите и промежуточной тремолитовой породе рассеяны тонкие, менее 1 мм, зерна никелина и маухерита светло-желтого цвета с металлическим блеском. Единичные зерна никелина с примесью сурьмы до 7,24 мас. % (табл. 5) размером 0,05–0,12 мм встречаются как среди тремолита, так и в трещинах в зернах хромита (см. рис. 7). Кристаллохимическая формула никелина достаточно выдержанная – $(\text{Ni}_{0,94-0,98}\text{Co}_{0,01-0,04}\text{Fe}_{0,01-0,03})_{0,99-1,01}(\text{As}_{0,91-1,00}\text{Sb}_{0,01-0,08})_{0,99-1,01}$. Еще более тонкие зерна маухерита (табл. 6) распылены по матрице нефрита. Кристаллохимическая формула минерала следующая – $(\text{Ni}_{10,14-10,72}\text{Co}_{0,16-0,33}\text{Fe}_{0,05-0,50}\text{Cu}_{\leq 0,04})_{10,87-11,03}(\text{As}_{7,84-8,09}\text{Sb}_{0,01-0,09})_{7,94-8,12}$. Интересно, что маухерит из нефрита содержит меньше примесей. Ранее никелин и маухерит были отмечены в нефритах Миасского нефритоносного района [Архиреев, 2007], но их химический состав не опубликован.

В промежуточной породе изредка отмечаются чешуйки талька размером до 1 см, составляющие до 3–4 % объема породы. С тальком ассоциирует серпентин, отмечаются обособления буровато-желтоватых агрегатов, вероятно, продуктов замещения карбонатов.

Нефрит просвечивает на глубину от 0,5 до 2 см. В отдельных образцах развита интенсивная трещиноватость, еще реже проявлена рассланцованность. По параллельным трещинам отдельности развиты белые до желтоватых пленки низкотемпературного кальцита. Характер излома неровный, блеск жирный до матового, твердость по шкале Мооса 6–6,5.

Трещиноватость и пониженная блочность вызваны проведением буровзрывных работ в карьере. Нефрит принимает совершенную полировку с незначительной шагренью. На полированной поверхности выделяются прожилки. Некоторые из них имеют повышенный рельеф, другие, наоборот, идеальную зеркальную поверхность (рис. 8). Нефрит отвечает требованиям, предъявляемым к поделочному камню, соответствует поделочному нефриту II сорта с выходом 50 % [Камни..., 1990].

Химический состав нефрита Баженовского месторождения (табл. 7) аналогичен составу апоультрамафитового нефрита известных месторождений [Сутурин, Замалетдинов, Секерина, 2015].

Химический состав никелина, мас. %

Таблица 5

Table 5

Chemical composition of nickeline, wt. %

№ анализа	Ni	Co	Fe	S	As	Sb	Сумма
1	41,59	0,60	1,12	0,06	55,02	0,92	99,31
2	42,09	0,61	0,80	–	54,37	1,18	99,05
3	42,72	0,60	0,65	–	54,87	1,08	99,92
4	42,16	0,75	0,38	–	55,07	0,83	99,19
5	42,18	0,73	0,67	–	54,66	1,19	99,43
6	41,65	0,74	0,57	–	55,08	1,13	99,17
7	43,09	0,80	0,27	–	54,35	0,86	99,37
8	41,82	0,60	0,35	–	55,65	0,90	99,32
9	40,67	1,79	0,31	–	49,40	7,24	99,41
10	41,72	1,19	0,46	–	55,01	0,60	98,98
11	41,41	1,18	0,54	–	55,79	0,55	99,47
12	42,20	1,33	0,41	–	54,77	0,58	99,29
13	42,34	1,29	0,24	–	54,81	0,52	99,20
14	40,95	1,20	1,30	–	55,19	0,52	99,16
15	41,60	1,27	0,88	–	54,95	0,53	99,23
16	42,49	1,35	0,25	–	54,42	0,47	98,98
Формульные единицы в расчете на два атома							
1	0,96	0,01	0,03	–	0,99	0,01	1,99
2	0,97	0,01	0,02	–	0,98	0,02	2,00
3	0,98	0,01	0,02	–	0,98	0,01	2,00
4	0,97	0,02	0,01	–	0,99	0,01	2,00
5	0,97	0,02	0,02	–	0,98	0,01	2,00
6	0,96	0,02	0,01	–	1,00	0,01	2,00
7	0,98	0,02	0,01	–	0,98	0,01	2,00
8	0,96	0,02	0,01	–	1,00	0,01	2,00
9	0,96	0,04	0,01	–	0,91	0,08	2,00

№ анализа	Ni	Co	Fe	S	As	Sb	Сумма
10	0,96	0,03	0,01	–	0,99	0,01	2,00
11	0,95	0,03	0,01	–	1,00	0,01	2,00
12	0,97	0,03	0,01	–	0,98	0,01	2,00
13	0,97	0,03	0,01	–	0,98	0,01	2,00
14	0,94	0,03	0,03	–	0,99	0,01	2,00
15	0,95	0,03	0,02	–	0,99	0,01	2,00
16	0,97	0,03	0,01	–	0,98	0,01	2,00

Примечание. 1–8 – образец ОВ-2; 9–16 – образец ОВ-3.

Note. 1–8 – sample ОВ-2; 9–16 – sample ОВ-3.

Таблица 6

Химический состав маухерита, мас. %

Table 6

Chemical composition of maucherite, wt. %

№ анализа	Ni	Co	Fe	Cu	As	Sb	Сумма
1	49,67	0,89	0,62	–	48,47	0,18	99,83
2	50,41	1,24	0,53	–	48,33	0,13	100,64
3	49,59	0,72	0,51	–	47,58	0,91	99,31
4	49,40	1,12	0,56	–	47,92	0,72	99,72
5	49,41	1,10	0,53	–	48,08	0,54	99,66
6	49,04	1,11	0,74	–	48,53	0,15	99,57
7	48,92	1,01	0,60	–	47,83	0,88	99,24
8	49,99	1,01	0,23	–	46,96	0,82	99,01
9	50,10	1,10	0,34	–	46,81	0,87	99,22
10	47,70	1,54	1,70	0,16	47,85	0,33	99,28
11	47,53	1,34	2,21	0,22	47,84	0,40	99,54

Формульные единицы в расчете на 19 атомов

1	10,57	0,19	0,14	–	8,08	0,02	19,00
2	10,63	0,26	0,12	–	7,98	0,01	19,00
3	10,62	0,16	0,12	–	7,98	0,09	18,99
4	10,53	0,24	0,13	–	8,00	0,07	18,97
5	10,54	0,23	0,12	–	8,04	0,06	18,99
6	10,46	0,24	0,17	–	8,09	0,02	18,98
7	10,51	0,22	0,14	–	8,04	0,09	19,00
8	10,72	0,22	0,05	–	7,89	0,08	18,96
9	10,72	0,23	0,08	–	7,84	0,09	18,96
10	10,20	0,33	0,38	0,03	8,02	0,03	18,99
11	10,14	0,29	0,50	0,04	7,99	0,04	19,00

Примечание. 1–9 – образец ОВ-2, 10, 11 – образец ОВ-3.

Note. 1–9 – sample ОВ-2; 10, 11 – sample ОВ-3.



Рис. 8. Шар из нефрита Баженовского месторождения, диаметр 5 см

Fig. 8. Ball of nephrite from the Bazhenov deposit, diameter 5 cm

Таблица 7

Химический состав нефрита, серпентинита и промежуточной тремолитовой породы, мас. %

Table 7

Chemical composition of nephrite, serpentinite and intermediate tremolite rock, wt. %

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	MnO	MgO	CaO	NiO	As ₂ O ₃	П.п.п.	Сумма
OB2	58,07	0,45	0,12	3,32	0,10	23,12	12,25	0,14	0,07	2,40	100,04
OB3	58,22	0,32	0,33	4,47	0,11	22,27	12,05	0,13	0,12	2,10	100,12
OB4	58,49	0,39	0,08	3,48	0,10	23,05	12,04	0,13	0,04	2,20	100,00
OB5	58,15	0,27	0,14	3,96	0,11	22,58	12,19	0,07	0,10	2,50	100,07

Примечание. OB-2, OB-4, OB-5 – нефрит, OB-3 – промежуточная тремолитовая порода. Анализ выполнен рентгеноспектральным флуоресцентным методом на приборе XRF 1800.

Note. OB-2, OB-4, OB-5 – nephrite, OB-3 – intermediate tremolite rock. The analysis was carried out by X-ray spectral fluorescence on an XRF 1800 instrument.

Природа окраски и кристаллохимические особенности

В кристаллической решетке тремолита участвуют двойные цепочки кремнекислородных тетраэдров [Si₄O₁₁]⁶⁻ с самостоятельным анионом [OH]⁻, которые чередуются с лентами катионных полиэдров, главным образом октаэдров.

В структуре тремолита катионные позиции M1, M2, M3 октаэдрические, а позиция M4 характеризуется восьмерной координацией [Бахтин, 1985; Киевленко, 2000].

Общая особенность оптических спектров поглощения нефритов Баженовского месторождения – наличие широкой полосы поглощения в ближней инфракрасной области в районе 990 нм (рис. 9).

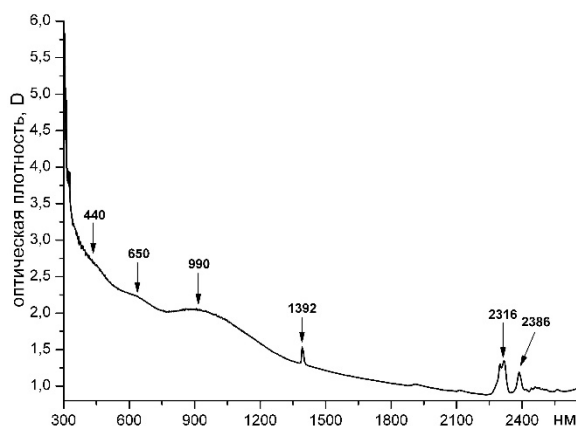


Рис. 9. Оптический спектр поглощения нефрита из Баженовского месторождения

Fig. 9. Optical absorption spectrum of nephrite from the Bazhenov deposit

При исследовании конфигурации этой линии и результатов химических анализов нефрита было выявлено, что эта полоса связана со спин-разрешенными переходами $^5T_2(^5D) \rightarrow ^5E(^5D)$ в ионах Fe²⁺ в позициях M1, M2, M3, которые замещают Mg²⁺. Полосы поглощения на длинах волны 440 и 650 нм связаны с ионами Cr³⁺, которые также изоморфно замещают ионы Mg²⁺ в октаэдрических позициях. Полосы поглощения в районе 440 и 650 нм в спектре изучаемого нефрита обусловлены разрешенными по спину переходами из основного состояния $^4A_{2g}(^4F)$ на более

высокие энергетические уровни $^4T_{1g}(^4F)$ и $^4T_{2g}(^4F)$ соответственно [Свиридов, Свиридова, Смирнов, 1976; Платонов, Таран, Балицкий, 1984].

Узкие полосы поглощения на длине волны 2316 и 2386 нм связаны с колебаниями OH- группы в структуре тремолита, а линия поглощения 1392 нм – первый обертоном основных колебаний OH- групп [Бахтин, 1985].

По результатам интерпретации оптических спектров поглощения нефритов был проведен расчет координат цветности по международной колориметрической системе МКО-1931. Цветовые координаты

доминирующей длины волны основного цветового тона составили $\lambda = 576\text{--}578,2$ нм, а величина насыщенности основного цветового тона изменялась в пределах 34,4–54,29 %.

Линии в спектрах комбинационного рассеяния нефрита Баженовского месторождения соответствуют тремолиту с повышенным содержанием железа [Орлов, Вигасина, Успенская, 2007]. Данный метод позволяет выявить изоморфную примесь двухвалентного железа по появлению дополнительных линий (ОН)⁻ колебаний в районе $3\ 600\text{--}3\ 700\text{ см}^{-1}$.

Нефриты с одинаковыми оттенками могут иметь разные диапазоны цветовой насыщенности и интенсивности цветового тона. Поэтому определение цвета невооруженным глазом может быть проблематичным. Основной хромофор, с которым связана окраска нефрита, — ионы Fe^{2+} . Изоморфизм $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mg}^{2+}$ в кристаллической структуре тремолита приводит к изменению интенсивности и положения линий ОН-колебаний в инфракрасном диапазоне в районе $3\ 600\text{--}3\ 700\text{ см}^{-1}$, что можно использовать для оценки состава нефрита и особенностей его

окраски [Burns, 1966; Плюснина, 1972]. Существует методика определения содержания ионов Mg^{2+} и Fe^{2+} в кристаллической структуре тремолита по соотношению интенсивности различных линий, связанных с колебаниями ОН⁻ групп [Feng et al., 2017]. По этой методике коэффициент отношения линий на длинах волн $3\ 646$, $3\ 662$ и $3\ 675\text{ см}^{-1}$ ОН⁻ колебаний около 1 свойственно белому нефриту, $0,98\text{--}1$ — светло-зеленому, $0,90\text{--}0,98$ — голубовато-зеленому, ниже $0,91$ — ярко-зеленому. Расчет относительных коэффициентов интенсивности колебаний позволяет стандартизировать определение цвета нефрита, выявить и дать оценку дополнительных оттенков, которые присутствуют в окраске нефрита [Feng et al., 2017].

Интенсивность полос колебаний ОН⁻ групп которые связаны с примесью двухвалентного железа в нефрите Баженовского месторождения находятся в пределах $0,94\text{--}0,95$ (рис. 10). По полученным результатам КР-спектроскопии можно говорить о зеленой окраске нефрита Баженовского месторождения, которая связана исключительно с ионами Fe^{2+} .

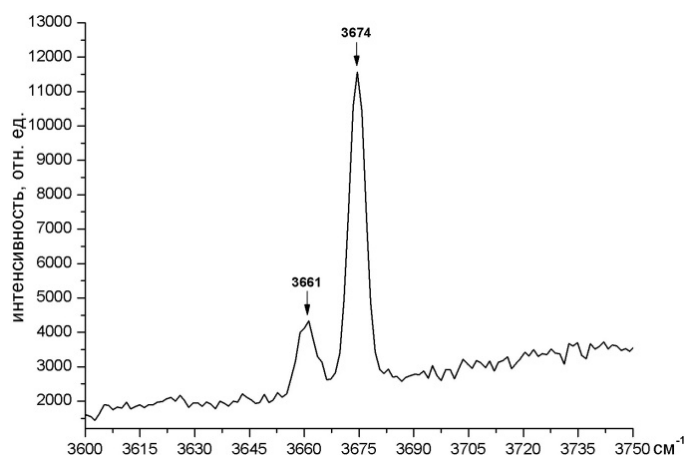


Рис. 10. Полосы колебаний ОН⁻ групп в нефрите в инфракрасном диапазоне длин волн $3\ 600\text{--}3\ 750\text{ см}^{-1}$

Fig. 10. Oscillation bands of ОН⁻ groups in nephrite in the infrared wavelength range $3\ 600\text{--}3\ 750\text{ см}^{-1}$

Тела апоультрамафитового нефрита, выявленные на Баженовском месторождении хризотил-асбеста, относятся к наиболее продуктивному генетическому типу — жилам в контакте апогаббровых родинитов с серпентинитами [Сутурин, Замалетдинов, Секерина, 2015].

Традиционно считается, что апосерпентинитовый нефрит — типичная контактовая порода, формирующаяся в результате метасоматического замещения серпентинитов, реже других ультраосновных пород [Колесник, 1965; Harlow, Sorensen, 2005; Сутурин, Замалетдинов, Секерина, 2015]. Состав алюмосиликатных пород, к контакту которых с серпентинитами приурочены жилы нефрита, различен, чаще всего это дайки от кислого до основного состава. Метасо-

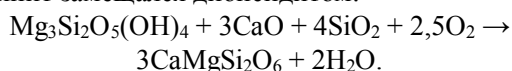
матическое происхождение при важной роли разломов показано для нефрита месторождения Манас в Синцзян-Уйгурском автономном районе Китая [Tang, Liu, Zhou, 2002], Йорданов в Польше [Gil et al., 2015], Агардакского в Туве [Мурзин и др., 2020] и других.

В то же время Колман [Coleman, 1977] связывал нефритообразование с высококальциевыми растворами, образующимися при серпентинизации лерцолитов. Так, Секерин [Секерин, 1982] посчитал, что происхождение такого флюида мантийное. Граниты также предполагаются как вероятный источник богатых кремнеземом флюидов из-за пространственной близости, высокого содержания кремнезема в гранитах, а также

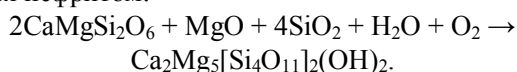
изотопных данных, прежде всего изотопного состава Sr [Harlow, Sorensen, 2005; Gil et al., 2015, 2020].

Другие исследователи наряду с признанием роли флюидов, образовавшихся при серпентинизации, большое внимание уделяют вкладу метаморфизма и считают, что апоультрамафитовый нефрит приурочен к зонам серпентинитового меланжа [Добрецов, Татаринцев, 1983; Prokhor, 1991]. Метасоматоз при участии флюидов метаморфического происхождения принят в отношении генезиса нефрита горы Огден, Британская Колумбия, Канада [Simandl, Riveros, Schiarizza, 1999], Южного острова Новой Зеландии [Adams, Beck, Campbell, 2007], Фентиев на Тайване [Yui et al., 2014], района Кутчо, Британская Колумбия, Канада [Jiang, Bai, Zhao, 2021].

Особенности взаимоотношения нефрита Баженовского месторождения с другими породами не противоречат этим утверждениям. Нефрит Баженовского месторождения находится на контакте серпентинитов с родингитизированным габбро, сопровождается промежуточной тремолитовой породой, что свидетельствует о его метасоматическом происхождении. В нефрите происходит метасоматическое замещение хромита хромистымgrossуляром. Очевидно, что в формирование нефрита внесли свой вклад флюиды, содержащие кальций и кремнезем. Судя по реликтам клинопироксена, формирование нефрита проходило в два этапа. На прогрессивном этапе серпентинит замещался диопсидитом:



А уже на регрессивном этапе диопсидит замещался нефритом:



Однако неясно, насколько интенсивно маломощные дайки габбро или плагиогранитов могли преобразовать серпентиниты – достаточно ли было флюида и термального воздействия. Да и их размещение контролируется разломами. Без учета тектонического стресса трудно объяснить появление скрытокристаллических спутанноволокнистых структур, соб-

ственно и определяющих нефрит в отличие от явнозернистого тремолитита.

Таким образом, в происхождении нефрита Баженовского месторождения сочетались тектонические и метасоматические процессы.

Заключение

На Баженовском месторождении хризотил-асбеста выявлены тела апоультрамафитового нефрита, относящиеся к наиболее продуктивному генетическому типу – жилам в контакте апогаббровых родингитов с серпентинитами. Окраска нефрита однородная до неоднородной, насыщенная зеленая до яблочно-зеленой, травяно-зеленой, шпинатно-зеленой, серовато-зеленой, светло-зеленой, белесой. Иногда отмечаются пятна, прожилки, линзочки яркого синева-зеленого или, наоборот, светло-зеленого цвета.

Нефрит состоит преимущественно из тремолита, хромит ухудшает качество поделочного камня, но его замещает хромистыйgrossуляр, придающий нефриту более яркую зеленую окраску. Качество нефрита снижает примесь серпентина и талька, трещиноватость из-за проведения буровзрывных работ. Особенность нефрита Баженовского месторождения – постоянное присутствие никелина, маухерита и уваровита. Зеленая окраска связана с ионами Fe^{2+} . Хромистыйgrossуляр, замещающий хромит, вызывает появление локальных ярких голубовато-зеленых пятен.

В происхождении нефрита Баженовского месторождения сочетались тектонические и метасоматические процессы. Формирование нефрита проходило в два этапа. На прогрессивном этапе серпентинит замещался диопсидитом $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 3\text{CaO} + 4\text{SiO}_2 + 2,5\text{O}_2 \rightarrow 3\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{H}_2\text{O}$. На регрессивном этапе диопсидит замещался нефритом $2\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{MgO} + 4\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$.

Нефрит Баженовского месторождения отвечает требованиям, предъявляемым к поделочному камню.

Список источников

- Аеров Г.Д., Зарянов К.Б., Самсонов Я.П., Гильмутдинов Г.Х. Цветные камни в гипербазитах Казахстана // Геология, методы поисков, разведка и оценка месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней. М. : Всесоюзное 6-е производственное объединение при Министерстве геологии СССР, 1975. С. 16–18.
- Архиреев И.Е. Минеральный состав нефритов Факультетского и Придорожного проявлений Миасского района (Южный Урал) // Материалы V Всероссийского совещания «Минералогия Урала-2007» : сб. науч. ст. Миасс ; Екатеринбург : УрО РАН, 2007. С. 204–206.
- Архиреев И.Е., Масленников В.В., Макагонов Е.П., Кабанова Л.Я. Южно-Уральская нефритовая провинция // Разведка и охрана недр. 2011. № 3. С. 18–22.
- Баженовское месторождение хризотил-асбеста / ред. К.К. Золотов, Б.А. Попов. М. : Недра, 1985. 271 с.
- Бахтин А.И. Пороодообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм. Казань : Изд-во Казан. ун-та, 1985. 192 с.
- Беляев Е.В., Антонов В.А., Полянин В.С., Щербакова Т.А., Мирошников К.Е. Новые виды минерального сырья Северного Кавказа // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2016. № 6. С. 16–21.

- Гадиятов В.Г., Маршинцев В.К. Цветные камни Якутии и их месторождения. Екатеринбург : Банк культурной информации, 2000. 328 с.
- Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Гурбанова О.А., Попов С.В. Коллекционные минералы и поделочные камни в ультрабазитах и базитах Северного Кавказа // Вестник Владикавказского научного центра. 2018. Т. 18, № 2. С. 29–35.
- Горбунова Н.П., Татарникова Л.А., Кудякова В.С., Попов М.П. Волновой рентгенофлуоресцентный спектрометр XRF-1800 (SHIMADZU, Япония): методика определения микропримесей в рубинах // Ежегодник-2014. Труды ИГГ УрО РАН. 2015. Вып. 162. С. 238–241.
- Гусев А.И. Геммология Алтая с основами геммотуризма : учеб. пособие для студ. вузов. Бийск : БПГУ им. В.М. Шукшина, 2007. 155 с.
- Добрецов Н.Л., Татарников А.Н. Жадеит и нефрит в офиолитах (на примере Западного Саяна). Новосибирск : Наука, 1983. 126 с.
- Ерохин Ю.В. Хромитовое оруденение Баженовского офиолитового комплекса (Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 160–165.
- Ерохин Ю.В. Минералогия родингитов Баженовского месторождения (Средний Урал) // Минералогический альманах. 2017. Т. 22, № 3. 136 с.
- Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Золосев К.К., Попов М.П., Григорьев В.В. Мариинскит из Баженовского офиолитового комплекса – вторая находка в мире // Доклады Академии наук. 2014. Т. 455, № 4. С. 441–443.
- Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Иванов К.С. Раннесилурийский возраст даек плагиогранита из Баженовского офиолитового комплекса, Средний Урал (по данным Th-U-Pb-датирования монацита) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2018. № 3. С. 17–21.
- Ефимов В.И., Барабанов В.П. Условия формирования структуры Баженовского месторождения хризотил-асбеста и закономерности в размещении природных и промышленных типов руд // Записки Санкт-Петербургского горного института. 1997. Т. 143. С. 63–69.
- Зырянова Л.А., Чернышов А.И., Сенькин О.А., Трифонов В.А., Голубицкая И.Н. Декоративно-художественные и технологические свойства нефрита проявлений отрогов Катунского хребта (Горный Алтай) // Геммология : сб. ст. Томск : Томский ЦНТИ, 2006. С. 48–52.
- Казак А.П., Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е. Глаукофановые сланцы, жадеиты, везувианиты и нефриты гипербазитового массива Рай-Из // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 60–66.
- Камни цветные природные в сырье. Технические условия ТУ 41-07-052-90. М. : Кварцсамоцветы, 1990. 28 с.
- Киевленко Е.Я. Геология самоцветов. М. : Земля, 2000. 582 с.
- Кислов Е.В. Развитие минерально-сырьевой базы нефрита Бурятии // Геммология : сб. ст. Томск : Изд-во Томского ЦНТИ, 2017. С. 82–89.
- Кислов Е.В., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М. Кондиционность нефрита Нырдовоменшорского месторождения, Полярный Урал // Динамика и взаимодействие геосфер Земли : материалы Всерос. конф. с междунар. участием, посв. 100-летию подготовки в Томском государственном университете специалистов в области наук о Земле. Томск : Изд-во Томского ЦНТИ, 2021. Т. I. С. 312–314.
- Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск : Наука, 1965. 149 с.
- Кротов Б.П. Петрографическое описание южной части Миасской дачи // Труды общества естествоиспытателей Казанского ун-та. 1915. Т. 47, вып. 1. 402 с.
- Крылова Г.И., Кокарев Г.Н., Смирнов А.А., Шуляева Л.Н. Проявления цветных камней в Кузольском массиве ультрамафитов // Вопросы оруденения в ультрамафитах. М. : Наука, 1985. С. 117–125.
- Лоскутов А.Б., Новгородова Е.А. Минералы. Баженовское месторождение хризотил-асбеста. Екатеринбург : Уральский рабочий, 2013. 340 с.
- Макагонов Е.П., Архиреев И.Е. Нефрит Урала // Геоархеология и археологическая минералогия. 2014. № 1. С. 15–19.
- Мамуровский А.А. Месторождение нефрита на горе Бикиляр. М. : Литосфера, 1918. 52 с.
- Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Варламов Д.А., Шанина С.Н. Золотоносные родингиты Агардакского массива гипербазитов (Ю. Тува, Россия) и проблемы их генезиса // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62, № 3. С. 224–246.
- Орлов Р.Ю., Вигасина М.Ф., Успенская М.Е. Спектры комбинационного рассеяния минералов. М. : ГЕОС, 2007. 142 с.
- Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С. Природа окраски самоцветов. М. : Недра, 1984. 196 с.
- Плюснина И.И. Инфракрасные спектры минералов. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1976. 175 с.
- Рычков В.М., Сенькин О.А., Рычкова С.И. Нефриты, родингиты, жадеиты Алтая и Сибири // Природные ресурсы Горного Алтая. Горно-Алтайск : ИП Высоцкая Г.Г., 2012. Вып. 1–2. С. 78–91.
- Свиридов Д.Т., Свиридова Р.К., Смирнов Ю.Ф. Оптические спектры ионов переходных металлов в кристаллах. М. : Наука, 1976. 266 с.
- Секерин А.П. Петрология родингитов Саяно-Байкальской горной области // Доклады АН СССР. 1982. Т. 262, № 1. С. 175–177.
- Спиридонов Э.М., Антонов А.А., Барсукова Н.С., Попель И.А., Рапопорт М.С., Соколов Ю.А. Минералогия родингитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста / ред. О.К. Иванов, Э.М. Спиридонов, В.Г. Кривовичев. Екатеринбург : Изд-во УГГА, 1996. 94 с.
- Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефритов. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.
- Худякова Л.И., Кислов Е.В., Палеев П.Л., Малышев А.В. Комплексное использование некондиционного нефрита // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331, № 8. С. 68–76.
- Юшкин Н.П., Иванов О.К., Попов В.А. Введение в топоминералогии Урала. М. : Наука, 1986. 295 с.
- Adams C.J., Beck R.J., Campbell H.J. Characterization and origin of New Zealand nephrite jade using its strontium isotopic signature // Lithos. 2007. V. 97. P. 307–322.
- Burns R.G., Strens R.G.J. Infrared study of the hydroxyl bands in clinoamphiboles // Science. 1966. V. 153, № 3738. P. 890–892.

- Coleman R.G.** Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? (Minerals and Rocks, vol. 12). Berlin ; Heidelberg ; New York : Springer-Verlag, 1977. 229 p.
- Feng X., Zhang Y., Lu T., Zhang H.** Characterization of Mg and Fe Contents in Nephrite Using Raman Spectroscopy // *Gems & Gemology*. 2017. V. 53, No. 2. P. 204–212.
- Flint D.J., Dubowski E.A.** Cowell jade province: detailed geological mapping and diamond drilling of jade and ornamental marble outcrops, 1982–1987. Department of mines and energy of South Australia. Rept. Bk. No. 89/51. Dme No. 85/88. 1991. V. 2. 98 p.; V. 3. 26 p.; V. 4. 29 p.
- Gil G., Barnes J.D., Boschi C., Gunia P., Szakmany G., Bendo Z., Raczyński P., Peterdi B.** Origin of serpentinite-related nephrite from Jordanów and adjacent areas (SW Poland) and its comparison with selected nephrite occurrences // *Geological Quarterly*. 2015. V. 59, No. 3. P. 457–472.
- Gil G., Baginski B., Gunia P., Madej S., Sachanbinski M., Jokubauskas P., Belka Z.** Comparative Fe and Sr isotope study of nephrite deposits hosted in dolomitic marbles and serpentinites from the Sudetes, SW Poland: Implications for Fe-As-Au-bearing skarn formation and post-obduction evolution of the oceanic lithosphere // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 118. P. 103335.
- Jiang B., Bai F., Zhao J.** Mineralogical and geochemical characteristics of green nephrite from Kutcho, northern British Columbia, Canada // *Lithos*. 2021. V. 388, № 106030. doi: 10.1016/j.lithos.2021.106030
- Harlow G.E., Sorensen S.S.** Jade (nephrite and jadeite) and serpentinite: metasomatic connections // *Int. Geol. Rev.* 2005. V. 47. P. 113–146.
- Khudyakova L.I., Kislov E.V., Paleev P.L., Kotova I.Yu.** Nephrite-bearing mining waste as a promising mineral additive in the production of new cement types // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 394. doi: 10.3390/min10050394
- Kislov E.V.** Russian nephrite resources and related genesis study // *Proceedings of the China International Gems & Jewelry Academic Conference*. Abstract volume, Beijing, China, 19–23 October 2019. P. 211–213.
- Prokhor S.A.** The genesis of nephrite and emplacement of the nephrite-bearing ultramafic complexes of East Sayan // *International Geology Review*. 1991. V. 33. P. 290–300.
- Simandl G.J., Riveros C.P., Schiarizza P.** Nephrite (Jade) Deposits, Mount Ogden Area, Central British Columbia (NTS 093N 13W) // *British Columbia Geological Survey. Geological Fieldwork 1999, Paper 2000-1*. P. 339–347.
- Tang Y.L., Liu D.Q., Zhou R.H.** Geological characteristics of Manasi green jade in Xinjiang // *Acta Petrol. Mineral.* 2002. V. 9. P. 22–25 (In Chinese).
- Yui T.-F., Usuki T., Chen C.-Y., Ishida A., Sano Y., Suga K., Iizuka Y., Chen C.-T.** Dating thin zircon rims by NanoSIMS: the Fengtien nephrite (Taiwan) is the youngest jade on Earth // *International Geology Review*. 2014. V. 56, № 16. P. 1932–1944.
- Wan H.M., Yeh C.L.** Uvarovite and grossular from the Fengtien nephrite deposits, Eastern Taiwan // *Mineralogical Magazine*. 1984. V. 48, No. 346. P. 31–37.
- Wang J., Shi G.** Comparative Study on the Origin and Characteristics of Chinese (Manas) and Russian (East Sayan) Green Nephrites // *Minerals*. 2021. V. 11. 1434. <https://doi.org/10.3390/min11121434>
- Zhong Q., Liao Z., Qi L., Zhou Zh.** Black nephrite jade from Guangxi, Southern China // *Gems and Gemology*. 2019. V. 55, № 2. P. 198–215.

References

- Aerov G.D., Zaryanov K.B., Samsonov Ya.P., Gil'mutdinov G.Kh. *Tsvetnye kamni v giperbazitakh Kazakhstana* [Colored stones in the hyperbasites of Kazakhstan] // *Geologiya, metody poiskov, razvedka i otsenka mestorozhdeniy yuvelirnykh, podolochnykh i dekorativno-oblitsovochnykh kamney*. Moscow: All-Soyuz 6 proizvodstvennoe ob'edinenie pri Ministerstve geologii SSSR, 1975. pp. 16–18. In Russian.
- Arkhireev I.E. *Mineral'nyi sostav nefritov Fakul'tetskogo i Pridorozhnogo proyavleniy Miasskogo rayona (Yuzhnyi Ural)* [Mineral composition of nephrite from the Faculty and Roadside occurrences of the Miass region (South Urals)] // *Mineralogiya Urala-2007. Sbornik nauchnykh statey / Materialy V Vserossiyskogo soveshaniya*. Miass-Yekaterinburg: UrO RAN, 2007. pp. 204–206. In Russian.
- Arkhireev I.E., Maslennikov V.V., Makagonov E.P., Kabanova L.Ya. *Yuzhno-Ural'skaya nefritonosnaya provintsiya* [South Ural nephrite province] // *Razvedka i okhrana neдр*. 2011. No. 3. pp. 18–22. In Russian.
- Bazhenovskoe mestorozhdenie hrizotil-asbesta* [Bazhenov deposit of chrysotile-asbestos] / Red. K.K. Zoloev, B.A. Popov. Moscow: Nedra, 1985. 271 p. In Russian.
- Bakhtin A.I. *Porodoobrazuyushie silikaty: opticheskie spektry, kristallohimiya, zakonomernosti okraski, tipomorfizm* [Rock-forming silicates: optical spectra, crystal chemistry, color patterns, typomorphism]. Kazan: Izd. Kazanskogo un-ta, 1985. 192 p. In Russian.
- Belyaev E.V., Antonov V.A., Polyanin V.S., Sherbakova T.A., Miroshnikov K.E. *Novye tipy mineral'nogo syr'ya Severnogo Kavkaza* [New types of mineral raw materials of the North Caucasus] // *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika i upravlenie*. 2016. No. 6. pp. 16–21. In Russian.
- Gadiyatov V.G., Marshintsev V.K. *Tsvetnye kamni Yakutii i ih mestorozhdeniya* [Colored stones of Yakutia and their deposits]. Yekaterinburg: Bank Kul'turnoy informatsii, 2000. 328 p. In Russian.
- Gazeev V.M., Gurbanova A.G., Gurbanova O.A., Popov S.V. *Kollektsionnye mineraly i podolochnye kamni v ul'trabazitah I bazitah Severnogo Kavkaza* [Collectible minerals and ornamental stones in ultrabasites and basites of the North Caucasus] // *Vestnik of Vladikavkaz Scientific Centre*. 2018. V. 18, No. 2. pp. 29–35.
- Gorbunova N.P., Tatarinova L.A., Kudyakova V.S., Popov M.P. *Volnovoy rentgenofluorescentnyi spektrometr XRF-1800 (SHIMADZU, Yaponiya): metodika opredeleniya mikroprimesei v rubinakh* [Wave X-ray fluorescence spectrometer XRF-1800 (SHIMADZU, Japan): method for determining trace impurities in rubies] // *Ezhegodnik-2014. Trudy IGG UrO RAN*. 2015. Vyp. 162. pp. 238–241. In Russian.
- Gusev A.I. *Gemmologiya Altaya s osnovami gemmoturizma: uchebnoe posobie dlya studentov vuzov* [Gemology of Altai with the basics of gemmotourism: a textbook for university students]. Biysk: BPGU im. V.M. Shukshina, 2007. 155 p.

- Dobretsov N.L., Tatarinov A.V. *Zhadeit i nefrit v ofiolitakh (na primere Zapadnogo Sayana)* [Jadeite and nephrite in ophiolites (the example of West Sayan)]. Novosibirsk: Nauka, 1983. 126 p. In Russian.
- Erokhin Yu.V. *Khromitovoe orudnenie Bazhenovskogo ofiolitovogo kompleksa (Sredniy Ural)* [Chromite mineralization of the Bazhenovsky ophiolite complex (the Middle Urals)] // *Litosfera*. 2006. No. 3. pp. 160–165. In Russian.
- Erokhin Yu.V. Bazhenovskoe Deposit (Central Urals, Russia): Mineralogy of Rodingites. *Mineralogical Almanac*. 2017. V. 22, Iss. 3. Moscow: Mineral-Almanac Ltd. 136 p.
- Erokhin Yu.V., Khiller V.V., Zolov K.K., Popov M.P., Grigor'ev V.V. Mariinskite from the Bazhenovskii ophiolite complex: The second finds in the world // *Doklady Earth Sciences*. 2014. V. 455, No. 2. pp. 408–410.
- Erokhin Yu.V., Khiller V.V., Ivanov K.S. *Rannesiluriyskiy vozrast daek plagiogranita iz Bazhenovskogo ofiolitovogo kompleksa, Sredniy Ural (po dannym Th-U-Pb-datirovaniya monatsita)* [Early Silurian age of dikes of plagiogranite from the Bazhenovskiy ophiolite complex, Middle Urals (according to Th-U-Pb dating of monazite)] // *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*. 2018. No. 3. pp. 17–21. In Russian.
- Efimov V.I., Barabanov V.P. *Usloviya formirovaniya struktury Bazhenovskogo mestorozhdeniya khrizotil-asbesta I zakonomernosti v razmeshenii prirodnikh i promyshlennykh tipov rud* [Conditions for the formation of the structure of the Bazhenovskoe deposit of chrysotile-asbestos and patterns in the distribution of natural and industrial types of ores] // *Zapiski Sankt-Peterburgskogo gosudarstvennogo gornogo institute*. 1997. T. 143. C. 63–69. In Russian.
- Zyryanova L.A., Chernyshov A.I., Senkin O.A., Trifonov V.A., Golubitskaya I.N. *Dekorativno-hudozhestvennye I tehnologicheskie svoystva nefrita proyavleniy otrogov Katunskogo hrebta (Gornyi Altay)* [Decorative, artistic and technological properties of nephrite localities of the spurs of the Katunsky ridge (Gorny Altai)] // *Gemmologiya: Sbornik statey*. Tomsk: FGU "Tomsk TsNTI", 2006. pp. 48–52. In Russian.
- Kazak A.P., Dobretsov N.L., Moldavantsev Yu.E. *Glaukofanovye slantsy, zhadeity, vezuvianity i nefrity giperbazitovogo massiva Ray-Iz* [Glaucofanous schists, jadeites, vesuvianites and nephrites of the Rai-Iz hyperbasite massif] // *Geologiya i geofizika*. 1976. No. 2. pp. 60–66. In Russian.
- Kamni tsvetnye prirodnye v syr'e. Tekhnicheskie usloviya TU 41-07-052-90*. [Colored natural stones in raw materials. Specifications TU 41-07-052-90]. Moscow: NPO «Kvartssamotsvety», 1990. 28 p.
- Kievlenko E.Ya. *Geologiya samotsvetov* [Geology of Gems]. Moscow: Zemlya, 2000. 582 p. In Russian.
- Kislov E.V. *Razvitie mineral'no-syr'evoy bazy nephrita Buryatii* [Development of the mineral resource base of nephrite in Buryatia] // *Gemmologiya: sbornik statey*. Tomsk: Izdatel'stvo TsNTI, 2017. pp. 82–89. In Russian.
- Kislov E.V., Popov M.P., Nurmukhametov F.M. *Konditsionnost' nefrita Nyrdvomenshorskogo mestorozhdeniya, Polyarnyi Ural* [Conditionality of nephrite from the Nyrdvomenshore deposit, Polar Urals] // *Dinamika i vzaimodeystvie geosfer Zemli. Materialy Vserossiyskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem, posvyashennoy 100-letiyu podgotovki v Tomskom gosudarstvennom universitete spetsialistov v oblasti nauk o Zemle. Tom I*. Tomsk: Isdatel'stvo TsNTI. 2021. pp. 312–314. In Russian.
- Kolesnik Yu.N. *Nefrity Sibiri* [Nephrites of Siberia]. Novosibirsk: Nauka, 1965. 149 p. In Russian.
- Krotov B.P. *Petrograficheskoe opisanie yuzhnoy chasti Miasskoy dachi* [Petrographic description of the southern part of the Miass dacha] // *Proceedings of the Society of Naturalists of Kazan University*. 1915. V. 47, No 1. 402 p. In Russian.
- Krylova G.I., Kokarev G.N., Smirnov A.A., Shulyaeva L.N. *Proyavleniya tsvetnykh kamney v Kuyul'skom massive ul'tramafitov* [Localities of colored stones in the Kuyul massif of ultramafic rocks] // *Problemy orudneniya v ultramafitah*. Moscow: Nauka, 1985. pp. 117–125. In Russian.
- Loskutov A.B., Novgorodova E.A. *Mineraly. Bazhenovskoe mestorozhdenie khrizotil-asbesta*. [Minerals. Bazhenovskoye deposit of chrysotile-asbestos]. Yekaterinburg: OAO «IPP «Ural'skiy rabochiy», 2013. 340 p. In Russian.
- Makagonov E.P., Arkhireev I.E. *Nefrit Urala* [Nephrite of the Urals] // *Geoarcheology and archaeological mineralogy*, 2014. No. 1. pp. 15–19. In Russian.
- Mamurovskiy A.A. *Mestorozhdenie nefrita na gore Bikilyar* [Jade deposit on Mount Bikilyar]. Moscow: Litogea, 1918. 52 p. In Russian.
- Murzin V.V., Palyanova G.A., Varlamov D.A., Shanina S.N. Gold-Bearing Rodingites of the Agardag Ultramafic Massif (South Tuva, Russia) and Problems of Their Genesis // *Geology of Ore Deposits*. 2020. V. 62, No. 3. pp. 204–224.
- Orlov R.Yu., Vigasina M.F., Uspenskaya M.E. *Spektry kombinatsionnogo rasseyaniya mineralov* [Raman spectra of minerals]. Moscow: GEOS, 2007. 142 p. In Russian.
- Platonov A.N., Taran M.N., Balitskiy V.S. *Priroda okraski samotsvetov* [The nature of the color of gems]. Moscow: Nedra, 1984. 196 p. In Russian.
- Plusnina I.I. *Infrakrasnye spektry mineralov* [Infrared spectra of minerals]. Moscow: Izdatel'stvo Moskovskogo universiteta, 1976. 175 p. In Russian.
- Rychkov V.M., Sen'kin O.A., Rychkova S.I. *Nefrity, rodingity, zhadeity Altaya I Sibiri* [Nephrites, rodingites, jadeites of Altai and Siberia] // *Prirodnye resursy Gornogo Altaya. Vyp.1–2*. Gorno-Altaysk: IP Vysotskaya G.G., 2012. pp. 78–91. In Russian.
- Sviridov D.T., Sviridova R.K., Smirnov Yu.F. *Opticheskie spektry ionov perekhodnykh metallov v kristallakh* [Optical spectra of transition metal ions in crystals]. Moscow: Nauka, 1976. 266 p. In Russian.
- Sekerin A.P. *Petrologiya rodingitov Sayano-Baikal'skoy gornoy oblasti* [Petrology of rodingites of the Sayan-Baikalian mountain region] // *Doklady Akademii nauk SSSR*. 1982. V. 262, No. 1. pp. 175–177. In Russian.
- Spiridonov E.M., Antonov A.A., Barsukova N.S., Popel' I.A., Rapoport M.S., Sokolov Yu.A. *Mineralogiya rodingitov Bazhenovskogo mestorozhdeniya khrizotil-asbesta* [Mineralogy of rodingites of the Bazhenovskoye chrysotile-asbestos deposit] / Red. O.K. Ivanov, E.M. Spiridonov, V.G. Krivovichev. Yekaterinburg: Izdatel'stvo UGGA, 1996. 94 p. In Russian.
- Sututrin A.N., Zamaletdinov R.S., Sekerina N.V. *Mestorozhdeniya nefritov* [Nephrite deposits]. Irkutsk: Izdatel'stvo IGU, 2015. 377 p. In Russian.
- Khudyakova L.I., Kislov E.V., Paleev P.L., Malyshev A.V. *Kompleksnoe ispol'zovanie nekonditsionnogo nefrita* [Comprehensive use of substandard nephrite] // *Bulletin of the Tomsk polytechnic university – geo assets engineering*. 2020. V. 331, No. 8. pp. 68–76. In Russian.

- Yushkin N.P., Ivanov O.K., Popov V.A. *Vvedenie v topomineralogiyu Urala*. [Introduction to Ural Topomineralogy]. Moscow: Nauka, 1986. 295 p. In Russian.
- Adams C.J., Beck R.J., Campbell H.J. Characterization and origin of New Zealand nephrite jade using its strontium isotopic signature // *Lithos*. 2007. V. 97. pp. 307–322.
- Burns R.G., Strens R.G.J. Infrared study of the hydroxyl bands in clinoamphiboles // *Science*. 1966. V. 153. No. 3738. pp. 890–892.
- Coleman R.G. *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?* (Minerals and Rocks, v. 12). Berlin, Heidelberg and New York: Springer-Verlag, 1977. 229 p.
- Feng X., Zhang Y., Lu T., Zhang H. Characterization of Mg and Fe Contents in Nephrite Using Raman Spectroscopy // *Gems & Gemology*. 2017. V. 53, No. 2. pp. 204–212.
- Flint D.J., Dubowski E.A. Cowell jade province: detailed geological mapping and diamond drilling of jade and ornamental marble outcrops, 1982–1987. Department of mines and energy of South Australia. Rept. Bk. No. 89/51. Dme No. 85/88. 1991. V. 2. 98 p. V. 3. 26 p.
- Gil G., Barnes J.D., Boschi C., Gunia P., Szakmany G., Bendo Z., Raczynski P., Peterdi B. Origin of serpentinite-related nephrite from Jordanów and adjacent areas (SW Poland) and its comparison with selected nephrite occurrences // *Geological Quarterly*. 2015. V. 59, No. 3. pp. 457–472.
- Gil G., Baginski B., Gunia P., Madej S., Sachanbinski M., Jokubauskas P., Belka Z. Comparative Fe and Sr isotope study of nephrite deposits hosted in dolomitic marbles and serpentinites from the Sudetes, SW Poland: Implications for Fe-As-Au-bearing skarn formation and post-obduction evolution of the oceanic lithosphere // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 118. 103335.
- Jiang B., Bai F., Zhao J. Mineralogical and geochemical characteristics of green nephrite from Kutcho, northern British Columbia, Canada // *Lithos*. 2021. V. 388. N 106030. DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106030
- Harlow G.E., Sorensen S.S. Jade (nephrite and jadeite) and serpentinite: metasomatic connections // *Int. Geol. Rev.* 2005. V. 47. pp. 113–146.
- Khudyakova L.I., Kislov E.V., Paleev P.L., Kotova I.Yu. Nephrite-bearing mining waste as a promising mineral additive in the production of new cement types // *Minerals*. 2020. V. 10. 394. doi:10.3390/min10050394
- Kislov E.V. Russian nephrite resources and related genesis study // *Proceedings of the China International Gems & Jewelry Academic Conference*. Abstract volume, Beijing, China, 19–23 October 2019. pp. 211–213.
- Prokhor S.A. The genesis of nephrite and emplacement of the nephrite-bearing ultramafic complexes of East Sayan // *International Geology Review*. 1991. V. 33. pp. 290–300.
- Simandl G.J., Riveros C.P., Schiarizza P. Nephrite (Jade) Deposits, Mount Ogden Area, Central British Columbia (NTS 093N 13W) // *British Columbia Geological Survey. Geological Fieldwork 1999, Paper 2000-1*. pp. 339–347.
- Tang Y.L., Liu D.Q., Zhou R.H. Geological characteristics of Manasi green jade in Xinjiang // *Acta Petrol. Mineral.* 2002. V. 9. pp. 22–25 (In Chinese).
- Yui T.-F., Usuki T., Chen C.-Y., Ishida A., Sano Y., Suga K., Iizuka Y., Chen C.-T. Dating thin zircon rims by NanoSIMS: the Fengtien nephrite (Taiwan) is the youngest jade on Earth // *International Geology Review*. 2014. V. 56, No. 16. pp. 1932–1944.
- Wan H.M., Yeh C.L. Uvarovite and grossular from the Fengtien nephrite deposits, Eastern Taiwan // *Mineralogical Magazine*. 1984. V. 48, No. 346. pp. 31–37.
- Wang J., Shi G. Comparative Study on the Origin and Characteristics of Chinese (Manas) and Russian (East Sayan) Green Nephrites // *Minerals*. 2021. V. 11. 1434. <https://doi.org/10.3390/min11121434>
- Zhong Q., Liao Z., Qi L., Zhou Zh. Black nephrite jade from Guangxi, Southern China // *Gems and Gemology*. 2019. V. 55, No. 2. pp. 198–215.

Информация об авторах:

Кислов Е.В., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, ведущий научный сотрудник, лаборатория металлогении и рудообразования, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия; ведущий научный сотрудник, лаборатория геохимии и рудообразующих процессов, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

E-mail: evg-kislov@ya.ru

Ерохин Ю.В., кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория региональной геологии и геотектоники, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

E-mail: erokhin-yu@yandex.ru

Попов М.П., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра минералогии, петрографии и геохимии, факультет геологии и геофизики, Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия; старший научный сотрудник, лаборатория региональной геологии и геотектоники, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

E-mail: popovml@yandex.ru

Николаев А.Г., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра минералогии и литологии, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Kislov E.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Leading Researcher, Laboratory of Metallogeny and Ore Formation, Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia; Leading Researcher, Laboratory of Geochemistry and Ore Formation Processes, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia.

E-mail: evg-kislov@ya.ru

Erokhin Yu.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Regional Geology and Geotectonics, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia.

E-mail: erokhin-yu@yandex.ru

Popov M.P., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, Faculty of Geology and Geophysics, Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia; Senior Researcher, Laboratory of Regional Geology and Geotectonics, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia.

E-mail: popovm1@yandex.ru

Nikolaev A.G., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Mineralogy and Lithology, Institute of Geology and Oil and Gas Technologies, Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia.

E-mail: anatolij-nikolaev@yandex.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 28.03.2022; одобрена после рецензирования 18.07.2022; принята к публикации 12.09.2022

The article was submitted 28.03.2022; approved after reviewing 18.07.2022; accepted for publication 12.09.2022

Научная статья

УДК 550.47:550.461:579.266

doi: 10.17223/25421379/24/4

АУТИГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В РАННЕМ ДИАГЕНЕЗЕ БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ



Антон Евгеньевич Мальцев¹, Галина Александровна Леонова²,
Юлия Ивановна Преис³, Леонид Валерьевич Мирошниченко⁴,
Светлана Борисовна Заякина⁵, Алексей Сергеевич Шавекин⁶

^{1, 2, 4, 5, 6, 7} Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

¹ maltsev@igm.nsc.ru

² leonova@igm.nsc.ru

³ preisyui@rambler.ru

⁴ lv_mirosh@igm.nsc.ru

⁵ zayak@igm.nsc.ru

⁶ shavekin@igm.nsc.ru

Аннотация. Низкие значения pH болотных вод и окислительная обстановка способствуют формированию гётит-гидрогётитового ожелезнения в верхнем горизонте торфяников. В процессе раннего диагенеза происходит формирование аутигенных минералов, прежде всего пирита, реже – сидерита, вивианита, кальцита и каолинита. В восстановительных условиях становится возможным образование самородного Ni и интерметаллидов Ni-Cr, а также осаждение аморфного Si при растворении алюмосиликатных минералов из верхних интервалов торфа. В процессе осаждения фосфатов железа ведущую роль играют фосфатмобилизирующие микроорганизмы, особенно в извлечении фосфора из оторфованных растительных остатков и переводе его в реакционноспособное состояние, в процессе окисления восстановленных форм железа велика роль железобактерий (Fe-OX), обнаруженных в самых верхних горизонтах торфяников.

Ключевые слова: верховые болота, аутигенные минералы, диагенез, голоцен, болотные воды, органическое вещество, микроорганизмы.

Источник финансирования: исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 17-45-540063 р_а. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Для цитирования: Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Преис Ю.И., Мирошниченко Л.В., Заякина С.Б., Шавекин А.С. Аутигенное минералообразование в раннем диагенезе болотных отложений лесостепной зоны юга Западной Сибири // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 60–75. doi: 10.17223/25421379/24/4

Original article

doi: 10.17223/25421379/24/4

AUTHIGENIC MINERALIZATION IN THE EARLY DIAGENESIS OF HOLOCENE PEATLANDS IN THE BARABA FOREST-STEPPE (SOUTHERN WEST SIBERIA)

Anton E. Maltsev¹, Galina A. Leonova¹, Yuliya I. Preis³, Leonid V. Miroshnichenko⁴,
Svetlana B. Zayakina⁵, Alexey S. Shavekin⁶

^{1, 2, 4, 5, 6, 7} V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

³ Institute of Monitoring of Climate and Ecological Systems, Tomsk, Russia

¹ maltsev@igm.nsc.ru

² leonova@igm.nsc.ru

³ preisyui@rambler.ru

⁴ lv_mirosh@igm.nsc.ru

⁵ zayak@igm.nsc.ru

⁶ shavekin@igm.nsc.ru

Abstract. Postdepositional diagenetic processes and behavior of biogenic and other elements in Holocene peatlands have been studied in Ubinskoe and Sherstobitovo bogs of the Baraba forest-steppe zone. The low pH of the water and an oxic environment in peat were favorable for the formation of goethite and hydrogoethite in upper peat layers. The formation of hematite and andhydride may be related with past wild fires. Early diagenetic processes lead to precipitation of authigenic minerals, especially, pyrite or less often siderite, calcite, and kaolinite. Reduced conditions maintained the formation of metallic Ni and inter-metallic Ni-Cr nanometer particles, as well as precipitation of amorphous silica upon dissolution of aluminosilicate minerals in upper peat intervals. Compounds of iron and other elements accumulate in the sampled bogs upon two geochemical barriers: (i) a hydroxide barrier of oxidation and sorption in top peat layers and (ii) alkaline carbonate and reduction sulfide barrier in deeper peat. In the former case, active OM destruction in oxic conditions produces an acidic environment which maintains mobility of elements, including Fe and Al. In the latter case, authigenic minerals, especially pyrite, precipitate in conditions of microbially mediated pH increase from 3.7 to 7.9. Biologically productive surface peat, rich in aquatic plants, contains relatively low percentages of montmorillonite, chlorite, and biotite but higher amounts of obviously diagenetic kaolinite which commonly forms in low-pH environments. Iron-oxidizing bacteria (Fe-OX) found in surface peat layers are active agents in the oxidation of reduced iron, Fe^{2+} to Fe^{3+} , from dissolved iron compounds. Precipitation of iron phosphates is obviously mediated by microorganisms, which can extract and mobilize phosphorus from plant remnants. Phosphate-mobilizing bacteria found throughout the peat profiles participate in mineralization of phosphorus bound in organic and mineral compounds and can convert it to the soluble PO_4^{3-} form. The processes of mineral formation in modern peatlands are similar to early diagenesis as both occur in unstable systems, while siderite, vivianite, and goethite belong to the same mineralogical series and are related via variations of Eh, CO_2 , and pH in bog waters. The incompleteness of mineral formation processes in the sampled bogs is indicated by amorphous state of mineral masses, presence of pseudomorphs, and absence of distinct crystal structure (except for pyrite).

Keywords: diagenesis, holocene, authigenic minerals, geochemistry, organic matter, microorganisms

Source of financing: the reported study was supported by grant N 17-45-540063 from the Russian Foundation for Basic Research. The work was performed as part of the government assignment V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM SB RAS). Analytical studies were conducted in the Analytical Center for Multielement and Isotope Research, IGM SB RAS.

For citation: Maltsev A.E., Leonova G.A., Preis Yu.I., Miroshnichenko L.V., Zayakina S.B., Shavekin A.S. (2022) Authigenic mineralization in the early diagenesis of Holocene peatlands in the Baraba forest-steppe (Southern West Siberia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 60–75. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/24/4

Введение

Изучение диагенеза имеет важное значение для понимания процессов литогенеза и преобразования осадков в осадочные горные породы в верхней зоне земной коры. Актуальность данной проблемы определяется в первую очередь недостаточной изученностью процессов раннего диагенеза на континенте: пресноводные и соленые озера, верховые и низинные болота, почвы. Хотя океанический и морской диагенез изучен достаточно подробно, вопрос о диагенетических процессах в торфяниках остается открытым. Так, недостаточно изучен вопрос о генезисе захороненного органического вещества (ОВ), более детальных исследований требует проблема аутигенного минералообразования, оценка интенсивности микробной деструкции и трансформации ОВ в диагенезе, изменение химического состава болотных вод, распределение и миграция химических элементов по глубине торфяной залежи.

В мире достаточно большое внимание уделяется изучению особенностей распределения химических элементов по глубине полных голоценовых разрезов торфяных залежей вплоть до подстилающих грунтов [Steinmann, Shoty, 1997; Shoty et al., 2001; Malawska and Wilkomirski, 2004; Gorham, Janssens, 2005; Kempter et al., 2017]. Подобные исследования

активно проводятся для болот лесной и лесостепной зон Западной Сибири, например, можно привести ряд работ по геохимии разрезов торфяников [Ефремова и др., 2003; Архипов, Бернатонис, 2013; Stepanova et al., 2015] и геохимии болотных вод [Савичев, Шмаков, 2012; Шварцев и др., 2012; Savichev, 2015]. Большое число публикаций посвящено изменениям климатических условий, произошедших в голоцене [Хотинский, 1970; Орлова, Волкова, 1990; Khazin et al., 2016; Preis, Krutikov, Polischuk, 2020], чуть меньше работ посвящено проблемам мониторинга функционального и экологического состояния верховых болот для прогнозирования их дальнейшего развития и сохранения [Наумов и др., 2009; Прейс, 2016; Степанова, Волкова, 2017]. Однако комплексных исследований по геохимии диагенеза болотных отложений юга Западной Сибири практически не проводилось. В связи с этим нами начаты исследования геохимии диагенеза болотных отложений по полным голоценовым разрезам верховых торфяников (рямов) Барабинской лесостепи, в частности изучение механизмов аутигенного минералообразования.

В пределах юга Западной Сибири весьма отчетливо выражены ландшафтные зоны – лесная, лесостепная и степная [Савченко, 1997]. В лесостепной зоне Барабинской аккумулятивной равнины распро-

странены верховые сосново-кустарничково-сфагновые болота. Они располагаются на южной границе ареала распространения верховых болот, где испытывают наибольшее влияние изменения климата и антропогенного воздействия. В Барабинской лесостепи в пределах Новосибирской области болотные комплексы расположены на площади 1 800–2 000 га. Данные болотные отложения представляются удобными и перспективными модельными объектами для изучения континентального диагенеза. Исследование строения полных разрезов таких торфяных залежей позволяет судить об условиях торфообразования за весь период их развития в голоцене. Распределение по глубине разрезов химических элементов и различных физиологических групп микроорганизмов могут дать представление о механизмах аутигенного минералообразования в раннем диагенезе.

Целью работы явилось исследование механизмов аутигенного минералообразования в торфяниках лесостепной зоны юга Западной Сибири на всех стадиях их возникновения и развития, что позволит внести существенный вклад в изучение процессов континентального диагенеза органических отложений.

Материалы и методы

В сентябре 2017–2018 гг. опробованы два верховых болота лесостепной зоны Западной Сибири. Убинское горелое болото (55°18'40" с.ш., 79°42'25" в.д.), расположенное в Убинском районе Новосибирской области у с. Убинское, и Шерстобитовское болото (54°58'58" с.ш., 81°00'58" в.д.) – в Чулымском районе Новосибирской области у с. Шерстобитово. Отбор проб дождевой и болотной воды проводился в сентябре 2017 г. На выбранных участках болот выполнено геоботаническое обследование с описанием растительного покрова. Проведено бурение торфяных залежей до подстилающих грунтов торфяным буром БТГ-1 в пяти параллельных скважинах с отбором монолитов поверхностных слоев торфа. Полученные керны торфа мощностью от 2,9 до 3,8 м герметично упаковывали в пластиковые трубы для доставки в лабораторию. В лабораторных условиях монолиты и керны торфа были разделены на пробы по 3–5 см для радиоуглеродного датирования, аналитических и микробиологических исследований.

Измерение уровня болотных вод на Убинском и Шерстобитовском верховых болотах (рямах) проведено с помощью системы автоматического мониторинга (САМ), представляющей собой регистраторы (АКР4-логгер) в корпусе с элементами питания, датчиком измерения уровня воды, зондом измерения профиля температуры грунта, датчиком температуры и влажности воздуха.

Гидрохимический анализ (определение содержания ионов HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} , NH_4^+ , показателей БПК, ХПК и др.) в дождевых и болотных водах проведен комплексом общепринятых методов [ПНД..., 2004; ПНД..., 2005; РД..., 2006; ГОСТ..., 2016] в лаборатории контроля качества природных и сточных вод ФГУ «ВерхнеОбьегионводхоз». Анионы HCO_3^- , Cl^- определялись титриметрическими методами анализа, SO_4^{2-} – турбиметрическим методом, NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} и NH_4^+ – фотометрическими методами анализа. Методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП АЭС) определены концентрации макро- (K, Na, Ca, Mg) и микроэлементов (Al, Cr, Mn, Fe, Ni, Sr) в водных пробах в аналитической лаборатории Института неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН.

Методом атомно-абсорбционной спектроскопии определены валовые концентрации Al, Ca, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Sr в образцах торфа по единой методике [Симонова, 1986] в Центре коллективного пользования Института геологии и минералогии (ЦКП МИИ СО РАН). Сцинтилляционный эмиссионный спектральный анализ [Заякина, Аношин, 2016] использовали для одновременного определения распределения частиц благородных металлов (Au, Ag) по массе и концентрации искоемых элементов в дисперсной пробе. Элементный анализ органического вещества (C, S) в пробах торфа выполнен по методике [Фадеева, Тихова, Никуличева, 2008] на автоматическом CHNS-анализаторе в лаборатории микроанализа Института органической химии СО РАН. Определение численности и послойное распределение физиологических групп аэробных и анаэробных микроорганизмов по кернам торфяников выполнено в Лимнологическом институте СО РАН. Использованы стандартная методика и ее модифицированные версии посева проб суспензий торфа из кернов и подсчет колоний аэробных и анаэробных бактерий [Намсараев, Земская, 2000]. Методом рентгеновской порошковой дифрактометрии исследован минеральный состав болотных отложений на дифрактометре ДРОН-4, излучение $\text{Cu-K}\alpha$ в ЦКП МИИ СО РАН. Сканирующую электронную микроскопию (СЭМ) применяли для изучения микроморфологии и вещественного состава образцов торфа с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU в ЦКП МИИ СО РАН. Возраст торфяных отложений определяли радиоуглеродным методом (^{14}C) в Центре коллективного пользования «Геохронология кайнозоя» СО РАН.

Результаты и обсуждения

На Убинском горелом болоте разрез торфяника заложен в пониженной приозерной части. В настоя-

щее время здесь представлен мезотрофный березово-осиново-кустарничковый фитоценоз, который сменил развивавшийся в прошлом олиготрофный сосново-кустарничково-сфагновый фитоценоз. Исследован-

ный участок расположен по периферии олиготрофного болота, обрамляет его, образует единый болотный массив. Торфяная залежь имеет мощность 347 см и состоит из двух слоев (рис. 1).

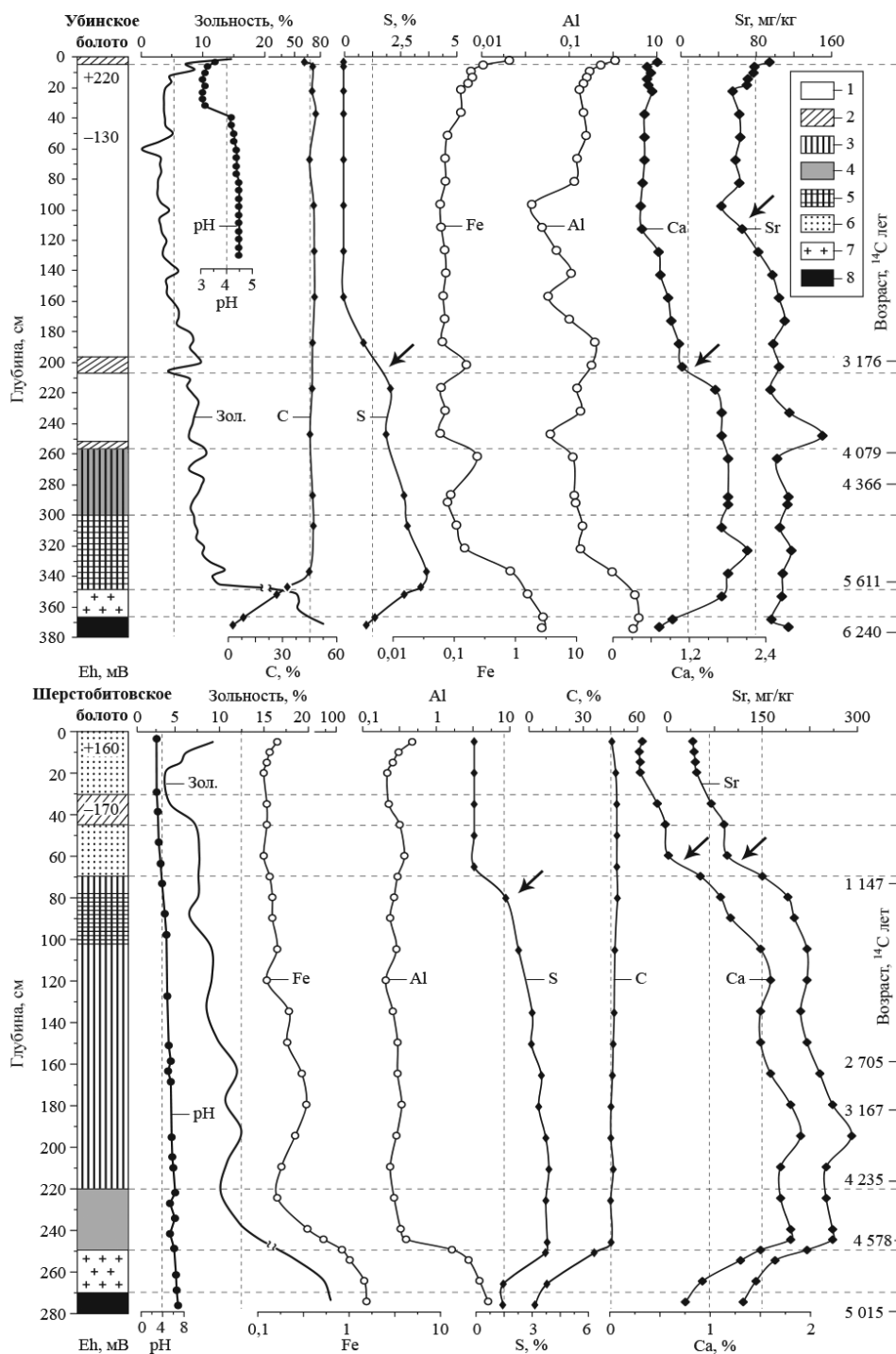


Рис. 1. Геохимическая характеристика разрезов исследованных торфяников

Преобладающие растительные остатки: 1 – *Sphagnum fuscum* (верховой торф), 2 – древесные остатки, 3 – разнотравье, 4 – *S. teres*, 5 – тростник, 6 – *S. magellanicum* (верховой торф); 7 – органо-минеральные отложения, зольность > 50 %, 8 – подстилающие минеральные отложения. Значения для Al и Fe даны в логарифмической шкале

Fig. 1. Geochemical data of the studied peatlands

Predominant plants: 1 – *Sphagnum fuscum* (upper peat), 2 – wood detritus, 3 – grasses, 4 – *S. teres*, 5 – reed, 6 – *S. magellanicum* (upper peat), 7 – organic-mineral deposits, ash content > 50 %, 8 – mineral layer

Мощный слой верхового торфа (0–257 см) образован сфагновым-фускум (*Sphagnum fuscum*) торфом с прослойками пирогенного переходного древесного торфа на поверхности залежи. Нижний слой торфяной залежи (257–347 см) образован различными видами низинных торфов – травяных (остатки рогоза, тростника, осок), древесно-травяных, сфагновых (*Sphagnum teres*). Ниже торфяной залежи (347–367 см) залегают сапропелевидные органо-минеральные отложения озерного генезиса (остатки макрофитов, прибрежно-водных растений, минеральная примесь), которые подстилаются минеральными отложениями (оглееный суглинок). Уровень болотных вод находится на глубине 24 см (рис. 2). Возраст торфяной залежи оценивается в $5,6^{14}\text{C}$ тыс. лет, возраст всего вскрытого разреза в $6,2^{14}\text{C}$ тыс. лет.

На Шерстобитовском болоте разрез торфяника заложен в западной части. В настоящее время здесь представлен березово-сосново-кустарничково-сфагновый фитоценоз. Уровень болотных вод находится на глубине 14 см. Торфяная залежь смешанная, многослойная лесо-топяная, имеет мощность 250 см и состоит из двух слоев (см. рис. 1). Верхний слой (0–70 см) представлен верховым магелланикум-торфом (*Sphagnum magellanicum*) с прослойкой древесного торфа (30–45 см). Нижний слой (70–250 см) мощностью 180 см образован различными видами низинных травяных, древесно-травяных и сфагновых торфов. Ниже торфяной залежи до горизонта 270 см залегают органо-минеральные отложения, которые подстилаются гумусированными минеральными отложениями вплоть до глубины 280 см, а глубже –

светлыми глинами. Возраст торфяной залежи оценивается в $4,5^{14}\text{C}$ тыс. лет, возраст всего вскрытого разреза – в $5,0^{14}\text{C}$ тыс. лет.

Геохимия болотных вод. Ведущую роль в дигенетических преобразованиях торфяных отложений играют болотные воды, основной ионный состав которых представлен в табл. 1. Низкие значения pH болотных вод обусловлены как способностью сфагновых мхов повышать кислотность окружающей их среды, выделяя в воду ионы водорода, так и разложением органических веществ в аэробных условиях, приводящим к поступлению в воду CO_2 , фульвокислот, гуминовых и других органических кислот. Ниже по разрезу деструкция органического вещества идет в анаэробных условиях, приводящих к снижению P_{CO_2} , что на фоне роста зольной компоненты, содержания Ca и HCO_3^- приводит к повышению pH до слабощелочных значений (см. рис. 1). Подщелачивание среды может осуществляться также за счет выделения NH_3 при минерализации микроорганизмами азотосодержащего ОВ, что подтверждает присутствие по всему разрезу торфяников аммонифицирующих бактерий, участвующих в циклах азота (см. табл. 2).

В процессе разложения растительных остатков в болотных водах (в сравнении с дождевой водой) происходит значительное увеличение концентраций растворенного органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$), NH_4^+ , NO_3^- , показателей БПК и ХПК (табл. 1). Высокие содержания этих компонентов указывают на активные процессы биохимического распада и окисления органического вещества.

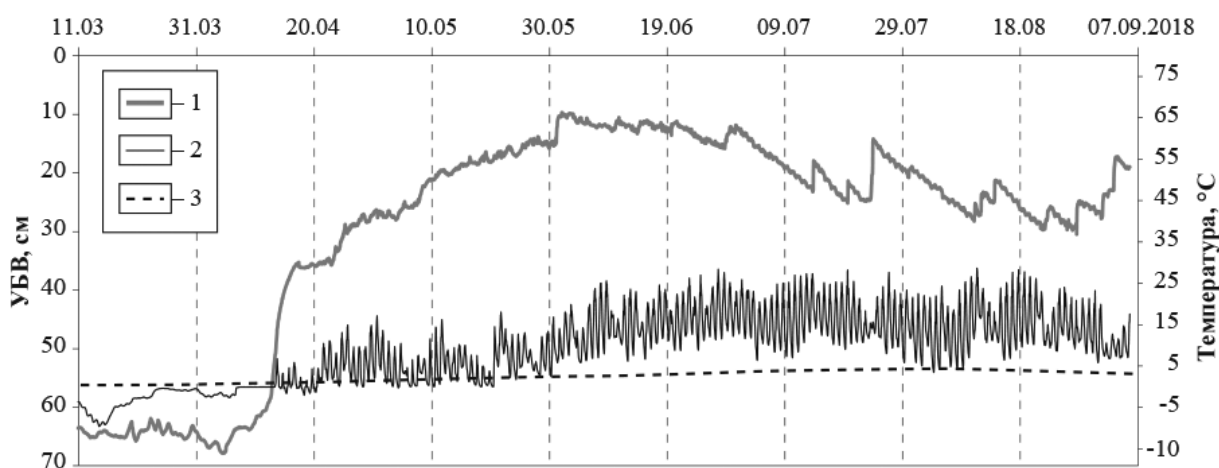


Рис. 2. Распределение температуры воздуха и уровня болотных вод (УБВ) в торфяной залежи Шерстобитовского болота с марта по сентябрь 2018 г.

1 – УБВ, 2 – температура на глубине 0 см, 3 – температура на глубине 240 см

Fig. 2. Distribution of air temperature and bog water level (BWL) in the peat deposit of the Sherstobitovo bog from March to September 2018

1 – BWL, 2 – temperature at a depth of 0 cm, 3 – temperature at a depth of 240 cm

Таблица 1

Основные гидрохимические показатели и содержание основных ионов в дождевых и болотных водах
Убинского горелого и Шерстобитовского болот

Table 1

Major-ion chemistry of rain and bog waters from Ubinskoe and Sherstobitovo bogs

Показатель	Убинский горелый рям		Шерстобитовский рям
	Дождевая вода	Болотная вода	Болотная вода
Минерализация, мг/л	12,5	92,3	84,2
pH	6,54	4,26	3,87
Eh, мВ	+335	+220	+160
Щелочность, мг-экв./л	0,07	0,02	0
O ₂ , мг/л	7,33	4,83	4,66
Окисляемость, мгO ₂ /л	3,76	224	180
БПК ₅ , мгO ₂ /л	0,94	6,78	5,52
ХПК, мгO ₂ /л	8,93	422,0	182,0
C _{орг} , мг/л	3,35	145,75	55,07
HCO ₃ ⁻ , мг/л	4,27	48,92	15,00
SO ₄ ²⁻ , мг/л	0,4	2,6	0,5
Cl ⁻ , мг/л	4,0	15,4	1,4
PO ₄ ³⁻ , мг/л	0,12	0,30	0,46
NO ₃ ⁻ , мг/л	0,21	5,60	9,37
NO ₂ ⁻ , мг/л	0,001	0,020	0,112
NH ₄ ⁺ , мг/л	0,37	5,04	1,37
Ca ²⁺ , мг/л	1,40	12,80	3,50
Mg ²⁺ , мг/л	0,24	4,39	2,25
K ⁺ , мг/л	0,97	2,62	0,62
Na ⁺ , мг/л	1,06	4,76	1,21
Fe, мкг/л	73,6	1405,8	913,9
Mn, мкг/л	7,0	30,6	69,8
Al, мкг/л	50,8	2260,6	673,0
Sr, мкг/л	10,2	263,8	99,0
Cr, мкг/л	2,3	6,5	3,1
Ni, мкг/л	3,7	30,2	15,6

Более высокие показатели ХПК, NH₄⁺ и HCO₃⁻ (а также SO₄²⁻) в болотных водах Убинского Горелого рьяма, по сравнению с Шерстобитовским рямом, являются отражением более значительных нарушений его развития антропогенными факторами: мелиорацией и пожарами. В настоящее время данное болото вернулось на мезотрофную стадию развития. Исчезли сосна и олиготрофные сфагновые мхи, появились листопадные породы деревьев (береза, осина) и кустарники (ивы), эвтрофные осоки, злаки и гипновые мхи. Поэтому в Убинское болото ежегодно поступает больше опада, подверженного процессам разложения, что, соответственно, дает и большее поступление органического вещества. На этом болоте более интенсивному разложению опада и торфа (степень разложения верхнего 30-ти см слоя его залежи — 7 % против 5 % на Шерстобитовском рьяме) способствуют: примыкающее к рьяму озеро и значительное дренирующее влияние более развитой мелиоративной системы, особенно сильное в кратковременные аридные периоды. Все это приводит к повышению значений ХПК, содержания аммонийного азота, сульфат-иона и т.д.

Разрушение ряда минералов, а также фильтрация болотных вод через массу растительных остатков приводят к повышению в болотных водах концентраций Al, Fe, Mn, Ni, Cr, Sr (см. табл. 1). Органическое вещество играет большую роль в разрушении структур алюмосиликатных минералов и выносе алюминия согласно [Helmer, Urban, Eisenreich, 1990]. В условиях повышенной кислотности торфяных залежей Al становится подвижным и способен легко переходить в состав болотных вод из минеральной компоненты торфа. Рост концентраций Mn в болотных водах, в сравнении с дождевой водой, связан с образованием комплексных соединений Mn с органическим веществом гуминового типа согласно [Boquete et al., 2011; Шварцев и др., 2012], что влияет на накопление Mn²⁺ в болотных водах. Увеличение концентраций Al, Fe, Mn, Ni, Cr, Sr, Ca, Mg, P, S и других элементов в составе болотных вод приводит к формированию ряда аутигенных минералов, таких как гётит, вивианит, пирит, сидерит, кальцит, ангидрит, каолинит, а также осаждению аморфного Si, образованию самородного Ni и интерметаллидов Ni-Cr (рис. 3).

Минералы железа. При всей совокупности находящихся в торфяниках химических компонентов, в первую очередь, образуются фосфаты железа, поскольку произведение растворимости для вивианита ниже произведения растворимости для сидерита или ферригидрита. Источниками фосфора для образования фосфатов железа в исследованных верховых болотах могут быть два пути: 1) разложение растительных остатков в ходе торфообразования и инфильтрация растворов, богатых фосфором, из верхнего жизнедеятельного горизонта вглубь торфяника; 2) поступление фосфора с грунтовыми водами из подстилающих торфяник минеральных грунтов (глинистые отложения). Количество вивианита в торфе определяется главным образом фосфатным ионом, а не ионом железа, который будет находиться в избытке. Поэтому довольно низкое содержание PO_4^{3-} в болотных водах исследованных торфяников на уровне 0,30–0,46 мг/л, немногим выше, чем в дождевых водах (0,12 мг/л), питающих болота, не способствует активному процессу образования вивианита. Редкие находки фосфатов железа встречаются в виде оолитов размером 1–2 мкм, которые образуют плотные скопления размерностью до 20 мкм, погруженные в органическое вещество торфа.

В процессе осаждения фосфатов железа несомненна роль микроорганизмов, особенно в извлечении фосфора из оторфованных растительных остатков и переводе его в реакционноспособное состоя-

ние. Фосфатмобилизирующие микроорганизмы, которые встречаются по всему разрезу торфяников (табл. 2), участвуют в минерализации фосфора, входящего в состав органических и минеральных веществ и способны переводить его в растворимые формы в виде фосфат-анионов согласно [Lambers, Chapin, Pons, 2008].

Сидерит является одним из типичных новообразованных минералов современных торфяников [Савичев и др., 2019]. Так, по разрезу Убинского торфяника сидерит залегает глубже 1 м (ниже обнаруженного вивианита): по данным СЭМ – с глубины 120 см, по данным рентгеновской порошковой дифрактометрии – с глубины 180–220 см (см. рис. 4). В материале торфа сидерит встречается в виде псевдоморфоз по растительным остаткам размерностью до 20–30 мкм. Условия образования и нахождения сидерита в современных торфяниках довольно сложны, так как вся минеральная система находится в неустойчивом состоянии (особенно верхние интервалы торфа). Образование твердой сидеритовой фазы возможно при частичной потере CO_2 в более глубоких интервалах торфа за счет, например, разрушения бикарбонатного иона железа вследствие падения P_{CO_2} ($\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{FeCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$). По-видимому, образование сидерита происходит преимущественно в летний период. Летом значительно усиливается процесс окисления ОБ в верхних горизонтах торфяника.

Таблица 2
Распределение различных физиологических групп микроорганизмов по разрезам исследованных торфяников верховых болот Барабинской лесостепи (юг Западной Сибири)

Table 2
Distribution patterns of microbial groups in Ubinskoe and Sherstobitovo peat (south of Western Siberia)

Глубина, см	ОЧМ	ОМ	АМБ	НБ	ДНБ	ФМБ	Fe-ОХ	Mn-ОХ
	кл/г×10 ⁷	КОЕ/г×10 ³		кл/г×10 ³		КОЕ/г×10 ³		
Убинский торфяник								
0–2	43,0	36500	1000	0	500	46,4	7,00	0,7
100–102	14,2	1680	2110	0,01	600	30,5	0,09	0
260–262	9,1	2030	1990	0,01	250	40,0	0	0
300–302	7,8	830	40	0	600	16,4	0	0
345–347	6,7	152	188	0,01	100	0,9	0,01	0
Шерстобитовский торфяник								
0–2	138,1	900	2490	12,5	2700	16,5	1,96	0,6
100–102	77,1	45	17	0	250	15,5	0	0
200–202	68,2	640	396	0,01	250	1,5	0	0
290–292	11,0	38	98	0	60	6,8	0	0

Примечание. ОЧМ – общая численность микроорганизмов, ОМ – органотрофные микроорганизмы, АМБ – аммонифицирующие микроорганизмы, НБ – нитрификаторы, ДНБ – денитрификаторы, ФМБ – фосфатмобилизирующие бактерии, Fe-ОХ – железоокисляющие, Mn-ОХ – марганец-окисляющие микроорганизмы. КОЕ/г – колониеобразующие единицы на грамм, кл/г – клеток на грамм. Сульфатредуцирующие бактерии не обнаружены ни в одной пробе.

Note. TC – total count; OB – organotrophic bacteria; AMB – ammonifying bacteria; NB – nitrifying bacteria; DNB – denitrifying bacteria; PMB – phosphate-mobilizing bacteria; Fe-Ox – iron oxidizing bacteria; Mn-Ox – manganese oxidizing bacteria; CFU/g – colony-forming units per 1 g of material; cells/g – number of cells per 1 g of material. No sulfate-reducing bacteria were found in any sample.

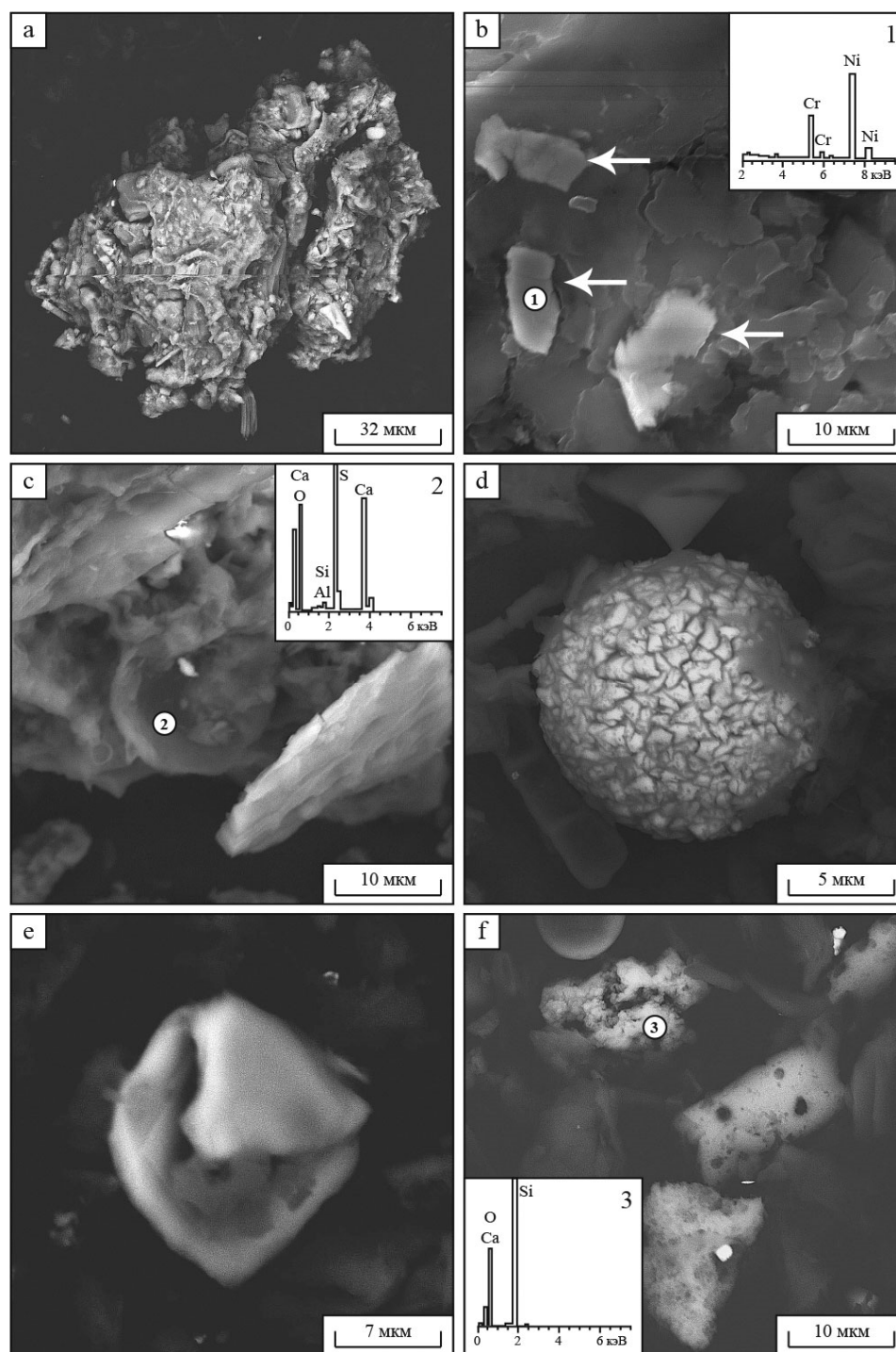


Рис. 3. Микрофотографии аутигенных минералов в разрезах исследованных торфяников

Убинское горелое болото: **а** – частица кальцита, смешанная с алюмосиликатами, с глубины 20 см; **б** – микрочастицы интерметаллидов Cr-Ni с глубины 20 см и ее энергодисперсионный спектр; **с** – ангидрит в материале торфа с глубины 290 см и его энергодисперсионный спектр; **д** – фрамбоидальный пирит в органическом матриксе с глубины 290 см. Шерстобитовское болото: **е** – новообразованный глинистый минерал (каолинит-?) с глубины 180 см: Al_2O_3 – 38,4 %, SiO_2 – 48,6 %; **ф** – аморфный кремнезем в органическом матриксе с глубины 180 см и его энергодисперсионный спектр. Электронный сканирующий микроскоп TESCAN MIRA 3 LMU

Fig. 3. Photomicrographs of authigenic minerals found in Ubinskoe and Sherstobitovo peat

a – calcite particle mixed with aluminosilicates, core depth 20 cm, Ubinskoe bog; **b** – micrometer intermetallic Cr-Ni particles and an EDS spectrum of one particle (1), core depth 20 cm, Ubinskoe bog; **c** – anhydrite and its EDS spectrum, core depth 290 cm, Ubinskoe bog; **d** – framboidal pyrite, Sherstobitovo bog; **e** – newly formed clay mineral (kaolinite?) from core depth 180 cm, Sherstobitovo bog, composed of 38,4 % Al_2O_3 and 48,6 % SiO_2 ; **f** – amorphous silica and its EDS spectrum, with an Fe-bearing silica algal cyst nearby (arrow), core depth 180 cm, Sherstobitovo bog. Images are obtained on a TESCAN MIRA 3 LMU scanning electron microscope

Увеличение концентрации ионов водорода, даже при сохранении неизменным окислительно-восстановительного потенциала, смещает минеральную систему в сторону образования сидерита. Последнее подтверждается рядом исследований [Лукашев и др., 1971] и диаграммами полей устойчивости

сидерита в водном растворе [Garrels, Christ, 1965]. В зимний период вполне возможно частичное растворение сидерита в верхних горизонтах торфа, когда окисление ОВ сведено к минимуму, а болотные воды несколько обогащены растворенным кислородом и могут иметь более высокие значения pH.

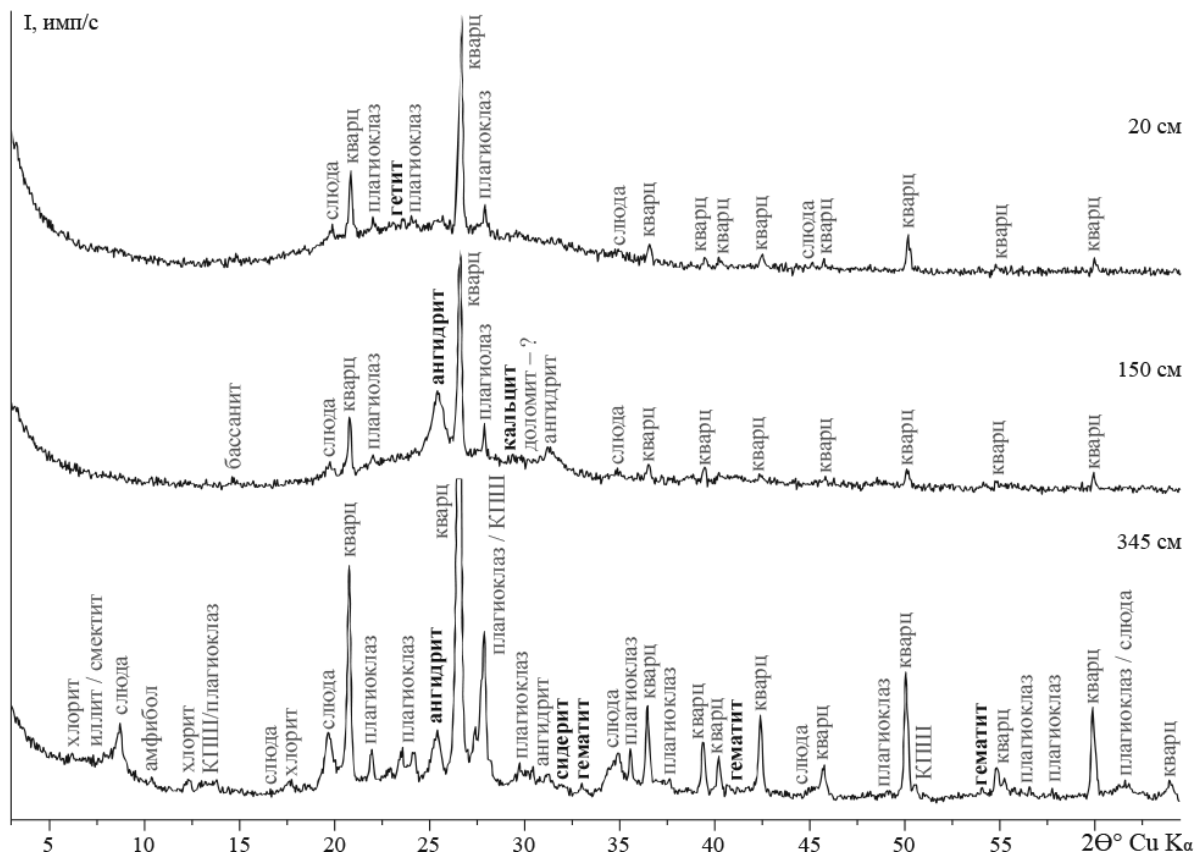


Рис. 4. Рентгеновские дифракционные спектры разных интервалов Убинского торфяника

Fig. 4. Distribution of mineral species (XRD data) in different core depth intervals of Ubinskoe peat

В исследованных торфяниках также обнаружены сульфиды железа (см. рис. 3, d), представленные пиритом (FeS_2). Пирит в материале торфа встречается как в виде отдельных микрозерен, так и в виде фрамбоидов размерностью 6–20 мкм и имеет, несомненно, диагенетическую природу. Составляющие фрамбоиды микрокристаллы размерами 0,5–1 мкм имеют кубический и кубооктаэдрический габитус. Максимальные скопления фрамбоидального пирита характерны для нижних интервалов Убинского торфяника. Фрамбоиды пирита образовались на ранних стадиях диагенеза путем кристаллизации бесформенных сульфидов Fe под воздействием H_2S в процессе бактериальной сульфатредукции.

Активная деятельность аэробных микроорганизмов формирует восстановительные условия по разрезу торфяной залежи. В верхнем слое (0–25 см)

Убинского и Шерстобитовского торфяников поддерживаются окислительные условия со значениями Eh равными +220 и +160 мВ соответственно. Ниже по профилю (25–50 см) отмечается снижение значений Eh = –130 мВ для Убинского и Eh = –170 мВ для Шерстобитовского торфяников. Согласно [Хахинов и др., 2012], при таких низких значениях Eh в восстановительной среде торфяников должны присутствовать анаэробные микроорганизмы, в том числе сульфатредуцирующие бактерии (СРБ). Но во всех образцах торфа из разрезов Убинского и Шерстобитовского торфяников, исследованных микробиологическими методами, сульфатредуцирующие бактерии обнаружены не были. Однако на деятельность СРБ в интервалах низинного торфа обоих болот косвенно указывают фрамбоиды и отдельные кристаллы пирита, обнаруженные методом СЭМ. По-

видимому, низинный тип торфа в историческом прошлом был благоприятной средой для развития сульфатредуцирующих бактерий. Авторы предполагают, что на более поздней стадии формирования верховых торфов Убинского и Шерстобитовского болот развития СРБ не происходит, либо их численность незначительна. Помимо аутигенных сульфидов железа, о деятельности микроорганизмов, участвующих в восстановлении SO_4^{2-} до H_2S , может свидетельствовать резкое увеличение в нижних интервалах торфяников содержаний S (см. рис. 1), связанное как с образованием пирита, так и с процессом осернения органического вещества в диагенезе [Юдович, Кетрис, 2011].

В разрезах торфяных залежей гётит-гидрогётитовое ожелезнение связано главным образом с самым верхним горизонтом (0–5 см) (см. рис. 4), входящим в зону сезонного колебания уровня болотных вод: 24–68 см от поверхности (см. рис. 2). Источником реакционноспособного железа для формирования гётита являются более глубокие горизонты торфяника, содержащие прослой сидеритового состава (рис. 4). Находящийся с сидеритом в равновесном растворе ферробикарбонат $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ в засушливый сезон года может подниматься за счет капиллярных сил к поверхности, где гидролизует с выпадением твердой фазы $\text{Fe}(\text{OH})_2$, которая быстро окисляется до ферригидритов, трансформируясь в гётит согласно [Fischer, Schwertmann, 1975]. Согласно [Лукашев и др., 1971], агрегаты гётит-гидрогётитового состава могут возникать и при глубоком окислении железистых фосфатов, при контакте их с атмосферным воздухом при значительном дренаже торфяника. Несомненно, в процессе окисления восстановленных форм железа велика роль железоокисляющих бактерий (Fe-OX), обнаруженных в самых верхних горизонтах исследованных торфяников (см. табл. 1). Данная группа микроорганизмов участвует в процессах окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} из растворенных соединений железа при участии кислорода. Поэтому увеличение концентраций Fe в верхних интервалах торфяников (рис. 1) может косвенно указывать на окисление восстановленных форм Fe, поступающих с болотными водами из нижних горизонтов торфа с восстановительной обстановкой.

Таким образом, по неустойчивости системы процесс формирования минералов железа в современных верховых болотах близок к начальным стадиям диагенеза. А сидерит, вивианит, гётит – это члены одного минералогического ряда, в пределах которого они связаны между собой через режим кислорода (изменение Eh), углекислого газа и водородного показателя (изменение pH) в болотных водах. О неза-

вершенности процессов минералообразования в торфяниках свидетельствуют такие факты, как гелеобразное агрегатное состояние минеральных масс, псевдоморфозы, отсутствие четко выраженной структуры кристаллов (за исключением пирита).

Еще одним распространенным минералом Fe в торфе исследованных болот является гематит (см. рис. 4). Гематит встречается как отдельно, так и совместно с гётитом. Согласно [Fischer, Schwertmann, 1975], гематит образуется в результате «внутренней дегидратации» агрегированного аморфного гидроксида Fe (III) (предположительно, ферригидрита) в обводненных условиях при pH 6–7 и температуре от 70° С (оптимальная температура образования в лабораторных условиях – 240° С) в присутствии оксалата (иногда без него). То есть образованию гематита благоприятствует повышение температуры и рост концентраций аморфного гидроксида Fe (III), а молекула оксалата может выступать в качестве матрицы для зарождения микрочастиц гематита. Согласно [Лукашев и др., 1971], гематиту свойственна сезонная цикличность и связь с пожарами на ожелезненных торфяниках. В исследованных нами болотах гематит встречается преимущественно в интервалах торфяников, затронутых палеопожарами, в торфе этих интервалов обнаружено большое количество угольков.

Минералы кальция. Обычно карбонаты, поступающие на поверхность болот в составе глинистых минералов атмосферной пыли, практически полностью растворяются в верхних интервалах торфяников в кислой среде. Выпадению твердой фазы CaCO_3 препятствует определенная замкнутость системы, высокая кислотность болотной воды и постоянная генерация карбонатных ионов [Шварцев и др., 2012]. Осаждение кальцита также затруднено высоким содержанием в болотных водах гумусовых веществ согласно [Шварцев и др., 2012].

Однако в верхнем интервале Убинского торфяника, по данным рентгеновской дифрактометрии и СЭМ, были обнаружены следы аутигенного кальцита (рис. 3, а; 4). Возможно, образование CaCO_3 связано с падением уровня болотных вод на этих этапах формирования торфяной залежи, когда в еще влажном торфе минерализация болотных вод могла резко возрасти, а образующийся при деструкции органического вещества CO_2 легко переходил в атмосферу. В верхнем интервале торфяника происходило увеличение водородного показателя ($\text{pH} > 7$), что приводило к смещению карбонатного равновесия и выпадению кальцита, вероятно, при участии микроорганизмов. Наше предположение не противоречит данным в публикации [Савичев и др., 2019], где показано влияние микроорганизмов на увеличение значений pH по глубине торфяника и образование

карбонатов Ca в интервалах с анаэробными (восстановительными) условиями. В целом распределение Ca определенным образом дифференцировано по разрезам торфяников: верхний горизонт, представленный главным образом слаборазложившимися сфагновыми торфами, несколько обеднен кальцием (0,30–0,58 %) в отличие от основной залежи, где содержания Ca намного выше (1,04–1,37 %) (см. рис. 1). Рост содержания Ca (а вместе с ним и Sr) в более глубоких слоях (низинный торф) косвенно указывает на изменение водного режима и обводненности болот на ранних этапах их развития в голоцене.

В материале торфа также обнаружен ангидрит (CaSO_4). В торфянике Шерстобитовского болота ангидрит встречается только в верхнем (0–20 см) интервале торфа (рис. 3, c). В торфянике Убинского болота ангидрит встречается довольно часто по глубине разреза, особенно много его в интервале 280–290 см (4366 ± 65 лет ^{14}C) (см. рис. 4). Присутствие ангидрита в торфе Убинского болота мы связываем с последствиями палеопожаров, тем более, что в этих же интервалах обнаружены следы гематита, который (как уже говорилось выше) связан с пожарами на ожелезненных торфяниках. В пользу версии образования ангидрита в результате палеопожаров свидетельствует и отсутствие гипса в этих интервалах торфа, который образуется при более низких температурах ($< 48,3^\circ\text{C}$) согласно [Бахтин, Кольчугин, Ескин, 2012] в результате осушения торфов при окислении сульфидной и органической серы.

Глинистые минералы и кремний. В поверхностном активном слое торфяников (зоне жизнедеятельности болотных растений) уменьшается относительное содержание таких минералов, как монтмориллонит, хлорит, биотит, и происходит формирование более устойчивого в этих условиях каолинита, явно имеющего диагенетическую природу (рис. 3, e). Образование каолинита всегда обусловлено повышенной кислотностью среды.

В процессе диагенеза в более глубоких горизонтах торфяников происходит образование аморфного кремнезема (рис. 3, f). Это явление связано, по-видимому, с перемещением кремния из более глубоких интервалов торфа с более щелочной реакцией среды (где он становится подвижен) в вышележащие слои с кислой реакцией. Повышение значений pH в глубоких интервалах торфа, как уже говорилось выше, может создаваться за счет выделения NH_3 при минерализации микроорганизмами азотосодержащего ОВ. Однако в самых верхних интервалах торфяников с довольно низкими значениями pH (3,9–4,3) состояние устойчивого пересыщения, по-видимому, не достигается и образование коллоидного осадка Si здесь не происходит.

Таким образом, при минерализации органических остатков растений и разрушении глинистых частиц болотные воды глубоких интервалов торфа могут обогащаться кремнеземом, в результате чего возможно новообразование простых окислов кремния (рис. 3, f). Поскольку чисто химический процесс в данном случае малоэффективен, основная роль в преобразовании кремнезема принадлежит органическому веществу торфа и деятельности живых организмов (растений, бактерий и т.д.). Способностью концентрировать кремний в тканях обладают многие наземные растения, в частности злаки, хвощи и осоки согласно [Лукашев и др., 1971]. Поэтому можно предположить, что в средних интервалах исследованных торфяников будет уменьшаться содержание кварца за счет увеличения других форм кремнезема – аморфной, органо-минеральной, коллоидной, что подтверждается данными СЭМ.

Самородные металлы и интерметаллиды. В болотных водах с низкими значениями водородного показателя (pH) и окислительно-восстановительного потенциала (Eh) подвижно большинство металлов. По данным СЭМ, в торфе Убинского болота обнаружены наночастицы самородного Ni и интерметаллиды Ni-Cr (рис. 3, b). Образование самородных форм металлов (Pb, Cu, Zn, Fe, Ni, Cr, W, Al) и интерметаллидов (Ag-Sn, Ag-Cu, Au-Ag, Au-Cu) выявлено в бурых углях согласно данным [Рождествина, Сорокин, 2010]. Новообразованные наночастицы самородного Ni и интерметаллидов Ni-Cr в торфе Убинского болота являются либо агрегатами хлопьевидных частиц, имеющих неплотную структуру, либо сгустками различной степени уплотнения. Аморфная форма микрочастиц Ni, Ni-Cr и их ассоциация с растительными остатками торфа свидетельствуют в пользу их аутигенного происхождения. В работе [Рождествина, Сорокин, 2010] наночастицы благородных, редких и редкоземельных элементов (Pd, Pt, Pb, Ag, Au и т.д.) со схожей структурной организацией минералов на микроуровне были охарактеризованы как аутигенные. Формами поступления Ni, Cr в верховые торфяники могут быть либо минеральные частицы, приносимые атмосферным переносом с пылью, либо ионы, поступающие с подземными и поверхностными водами. Для верховых торфов, по-видимому, основной формой поступления минеральных частиц все же является атмосферный перенос. Металлы в составе гуминовых и фульвокислот органического вещества могут вовлекаться в процессы дальнейшей трансформации и локализации по разрезам торфяников.

Наряду с самородным Ni и интерметаллидами Ni-Cr в торфе Убинского горелого и Шерстобитовского рямов по всему разрезу обнаружены частицы само-

родного Au и Ag, а также ассоциации золота и серебра, которые представляют собой интерметаллиды Au-Ag, Au-Zn, Ag-Zn, Ag-Cu (рис. 5). Данные эмиссионного спектрального анализа показали, что в торфе Ag и Au присутствует в основном в самородной форме (86–100 %) размерностью частиц от 200 до 695 нм. При этом самый крупный размер частиц имеет золото: 630–695 нм. В количественном отношении частицы Ag существенно доминируют над Au-содержащими частицами: 40–165 против 4–45. Ассоциации золота и серебра с медью и цинком обнаружены в единичных количествах (1–16 частиц). Больше всего обнаружено частиц Ag-Cu.

На настоящий момент существуют две точки зрения относительно того, как образуются наночастицы благородных металлов: 1) наночастицы формируются за пределами растения в сильных восстановительных условиях среды [Ильенок, 2013]; 2) растворенные металлы (ионы или комплексы)

транспортируются в растения через корни, затем восстанавливаются и образуют наночастицы металлов. Например, ионы серебра из окружающей среды могут диффундировать в клеточную оболочку растения, где они восстанавливаются с образованием наночастиц Ag под влиянием органических компонентов мембраны, например, полисахаридов, которые будут служить восстановителями [Бобров и др., 2011]. Затем наночастицы Ag могут агрегироваться в более крупные образования.

Заключение

Полученные результаты показывают роль биогенного минералообразования в болотных системах, что является очень важным результатом в дискуссии о генезисе рудообразования, в которой отдается предпочтение физико-химическим процессам и довольно часто не учитывается роль живого вещества.

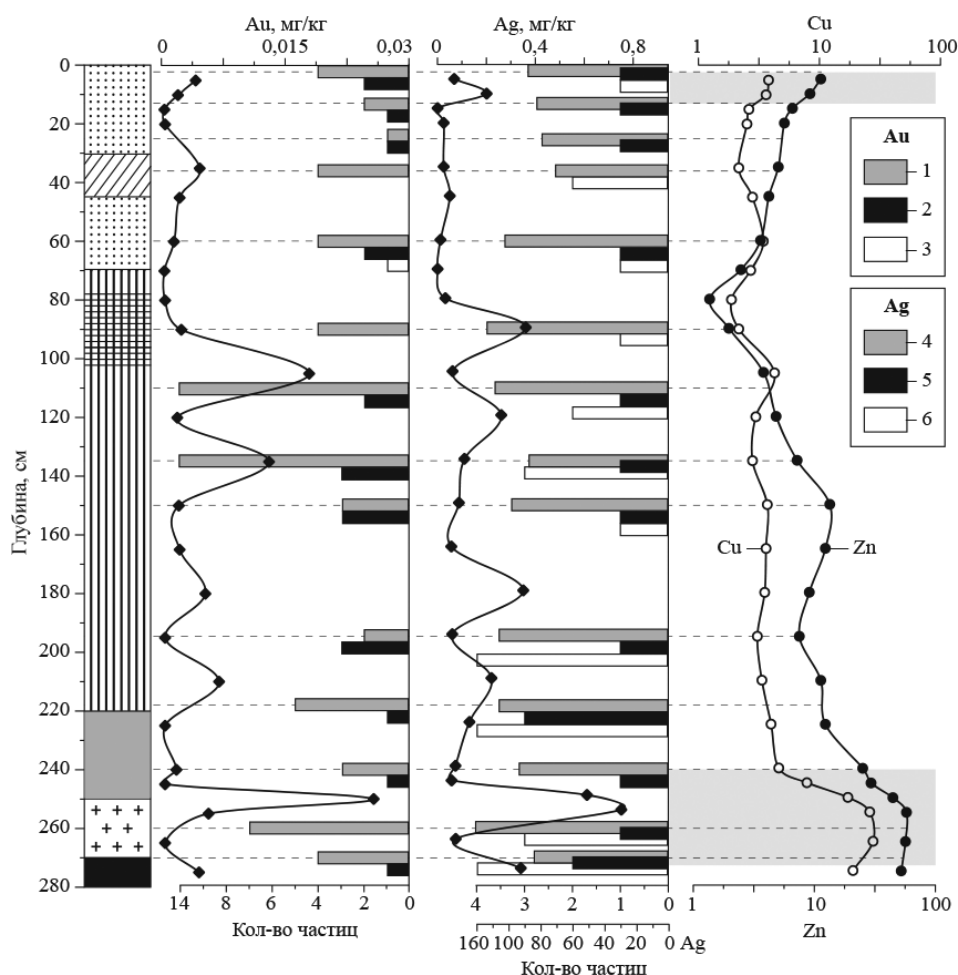


Рис. 5. Минеральные формы Au и Ag в пробах торфа Шерстобитовского рья

Значения Au и Ag даны в мг/кг, Cu и Zn — логарифмическая шкала. 1 — Au, 2 — Au-Ag, 3 — Au-Zn, 4 — Ag, 5 — Ag-Cu, 6 — Ag-Zn. Количество частиц дано в стандартной навеске торфа 150 мг

Fig. 5. Mineral forms of Au and Ag in peat samples from Sherstobitovo bog

Au and Ag are given in ppm, Cu and Zn are on a logarithmic scale. 1 — Au, 2 — Au-Ag, 3 — Au-Zn, 4 — Ag, 5 — Ag-Cu, 6 — Ag-Zn. The number of particles in a standard sample of peat 150 mg

В исследованных торфяниках функционируют два комплексных геохимических барьера, способствующих формированию аутигенных минералов и накоплению/ рассеиванию ряда химических элементов: 1) окислительный, расположенный в верхнем интервале; 2) карбонатный, восстановительный и сульфидный, расположенный в среднем и нижнем интервале торфа. На первом геохимическом барьере в процессе активной деструкции ОВ в аэробных условиях формируются кислые условия среды, в которых становятся подвижны Fe, Al, Ni, Mn, образуются гётит, аутигенные минералы Si, каолинит и интерметаллиды Ni-Cr. На втором геохимическом барьере значения pH сменяются на щелочные, а окислительные условия сменяются восстановительными, что приводит к накоплению в торфе Ca, Sr и миграции Si, происходит формирование пирита, сидерита, вивианита, кальцита.

мируются кислые условия среды, в которых становятся подвижны Fe, Al, Ni, Mn, образуются гётит, аутигенные минералы Si, каолинит и интерметаллиды Ni-Cr. На втором геохимическом барьере значения pH сменяются на щелочные, а окислительные условия сменяются восстановительными, что приводит к накоплению в торфе Ca, Sr и миграции Si, происходит формирование пирита, сидерита, вивианита, кальцита.

Список источников

- Архипов В.С., Бернатонис В.К.** Распределение кальция и железа в вертикальном профиле торфяных залежей таежной зоны Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. 2013. № 323 (1). С. 173–178.
- Бобров В.А., Богущ А.А., Леонова Г.А., Краснобаев В.А., Аношин Г.Н.** Аномальные проявления концентраций цинка и меди в торфянике верхового болота Южного Прибайкалья // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439, № 6. С. 784–788.
- Бахтин А.И., Кольчугин А.Н., Ескин А.А.** Геохимические особенности осаждения и устойчивости сульфатов кальция в природе // Ученые записки Казанского университета. Серия: Естественные науки. 2012. № 154 (4). С. 55–60.
- ГОСТ Р 57162-2016.** Вода. Определение содержания элементов методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией. М.: Стандартинформ. 2016. 19 с.
- Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Куценогий К.П., Онучин А.А., Переседов В.Ф.** Биогеохимия Fe, Mn, Cr, Ni, Co, Ti, V, Mo, Ta, W, U в низинном торфянике на междуречье Оби и Томи // Почвоведение. 2003. № 5. С. 557–567.
- Заякина С.Б., Аношин Г.Н.** Дуговой двухструйный плазматрон для анализа геологических проб // Химический анализ в геологии / науч. ред. Г.Н. Аношин; Рос. Акад. наук, Сибирское отделение, Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева. Новосибирск: Гео, 2016. С. 379–402.
- Ильенок С.С.** Самородные элементы в углях и золах углей Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323, № 1. С. 65–71.
- Лукашев К.И., Ковалев В.А., Жуховицкая А.Л., Хомич А.А., Генералова В.А.** Геохимия озерно-болотного литогенеза. Минск: Наука и техника, 1971. 284 с.
- Намсараев Б.Б., Земская Т.И.** Микробиологические процессы круговорота углерода в донных осадках озера Байкал. Новосибирск: Изд-во СО РАН филиал «Гео», 2000. 154 с.
- Наумов А.В., Косых Н.П., Паршина Е.К., Артымук С.Ю.** Верховые болота лесостепной зоны, их состояние и мониторинг // Сибирский экологический журнал. 2009. № 16 (2). С. 261–259.
- Орлова Л.А., Волкова В.С.** Голоцен Барабы (стратиграфия и радиоуглеродная хронология). Новосибирск: Наука, 1990. 125 с.
- ПНД Ф 14.1:2.96–97.** Методика выполнения измерений массовой концентрации хлоридов в пробах природных и очищенных сточных вод аргентометрическим методом. Ростов н/Д: Государственный комитет РФ по охране окружающей среды, 2004. 19 с.
- ПНД Ф 14.1:2.159–2000.** Методика выполнения измерений массовой концентрации сульфат-ионов в пробах природных и сточных вод турбидиметрическим методом. М.: ФГУ «ФЦАО», 2005. 11 с.
- Прейс Ю.И.** Динамика глядово-озерного комплекса Иксинского болота (Западная Сибирь) как отклик на изменения климата второй половины голоцена // География и природные ресурсы. 2016. № 2. С. 94–103.
- РД 52.24.493–2006.** Массовая концентрация гидрокарбонатов и величина щелочности поверхностных вод суши и очищенных сточных вод. Методика выполнения измерений титриметрическим методом. Ростов н/Д: Гидрохимический институт, 2006. 37 с.
- Рождествина В.И., Сорокин А.П.** Первые находки самородных палладия, платины, золота и серебра в бурых углях Еркевецкого месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2010. № 29 (6). С. 26–38.
- Савичев О.Г., Шмаков А.В.** Вертикальная зональность и внутригодовые изменения химического состава вод Тимирязевского болота (Томск, Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. 2012. № 320 (1). С. 156–172.
- Савичев О.Г., Наливайко Н.Г., Рудмин М.А., Мазуров А.К.** Микробиологические условия распределения химических элементов по глубине торфяной залежи в экосистемах восточной части Васюганского болота (Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. 2019. № 330 (9). С. 184–194.
- Савченко Н.В.** Озера южных равнин Западной Сибири. Новосибирск, 1997. 300 с.
- Симонова В.И.** Атомно-абсорбционные методы определения элементов в породах и минералах. Новосибирск: Наука, 1986. 212 с.
- Степанова В.А., Волкова И.И.** Особенности генезиса Николаевского яма в лесостепи Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2017. № 40. С. 202–223.
- Фадеева В.П., Тихова В.Д., Никуличева О.Н.** Элементный анализ органических соединений с использованием автоматических CHNS-анализаторов // Журнал аналитической химии. 2008. № 63 (11). С. 1197–1210.
- Хахинов В.В., Намсараев Б.Б., Доржиева Г.С.-С., Бурюхаев С.П.** Гидрохимическая и микробиологическая характеристики болотных экосистем перешейка полуострова Святой Нос (озеро Байкал) // География и природные ресурсы. 2012. № 4. С. 65–71.

- Хотинский Н.А. О положении границы между лесом и степью в Западной Сибири в эпохи среднего и позднего голоцена // Почвоведение. 1970. № 6. С. 40–47.
- Шварцев С.Л., Серебrenникова О.В., Здвижков М.А., Савичев О.Г., Наймушина О.С. Геохимия болотных вод нижней части бассейна Томи (юг Томской области) // Геохимия. 2012. № 4. С. 403–417.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар : Геопринт, 2011. 742 с.
- Boquete M.T., Fernández J.A., Aboal J.R., Carballeira A. Are terrestrial mosses good biomonitors of atmospheric deposition of Mn? // Atmos. Environ. 2011. No. 45. P. 2704–2710.
- Fischer W.R., Schwertmann U. The formation of hematite from amorphous iron (III) hydroxide // Clays and Clay Mineralogy. 1975. No. 23. P. 33–37.
- Garrels R.M., Christ C.L. Solutions, minerals, and equilibria. New York : Harper & Row, 1965. 450 p.
- Gorham E., Janssens J.A. The distribution and accumulation of chemical elements in five peat cores from the mid-continent to the eastern coast of North America // Wetlands. 2005. No. 25 (2). P. 259–278.
- Helmer E.H., Urban N.R., Eisenreich S.J. Aluminum geochemistry in peatland waters // Biogeochemistry. 1990. No. 9 (3). P. 247–276.
- Kempton H., Krachler M., Shatyk W., Zaccone C. Major and trace elements in Sphagnum moss from four southern German bogs, and comparison with available moss monitoring data // Ecological Indicators. 2017. No. 78. P. 19–25.
- Khazin L.B., Khazina I.V., Krivonogov S.K., Kuzmin Ya.V., Prokopenko A.A., Yi S., Burr G.S. Holocene climate changes in southern West Siberia based on ostracod analysis // Russian Geology and Geophysics. 2016. No. 57 (4). P. 574–585.
- Lambers H., Chapin F.S., Pons T.L. Plant Physiological Ecology. Second Edition. Springer, 2008. 540 p.
- Malawska M., Wilkomirski B. Geochemistry and geochemical differentiation on major elements in selected peat bog profiles (south-east of Poland) // Soil Sci. Plant Nutr. 2004. No. 50 (6). P. 925–930.
- Preis Yu.I., Krutikov V.A., Polischuk V.Yu. Consistency of Iksinskoe bog dynamics with extreme the Holocene climate events // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020. V. 611. P. 012027. doi: 10.1088/1755-1315/611/1/012027.
- Savichev O.G. Distribution of inorganic pollutants over the depth of upper peat deposit // Contemporary Problems of Ecology. 2015. No. 8 (1). P. 118–124.
- Shatyk W., Weiss D., Kramers J.D., Frei R., Cheburkin A.K., Gloor M., Reese S. Geochemistry of the peat bog at Etang de la Gruère, Jura Mountains, Switzerland, and its record of atmospheric Pb and lithogenic trace metals (Sc, Ti, Y, Zr, and REE) since 12,370 ¹⁴C yr BP // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. No. 65 (14). P. 2337–2360.
- Steinmann P., Shatyk W. Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Mountains, Switzerland) // Chemical Geology. 1997. No. 138. P. 25–53.
- Stepanova V.A., Pokrovsky O.S., Viers J., Mironycheva-Tokareva N.P., Kosykh N.P., Vishnyakova E.K. Elemental composition of peat profiles in western Siberia: Effect of the micro-landscape, latitude position and permafrost coverage // Applied Geochemistry. 2015. No. 53. P. 53–70.

References

- Arkhipov V.S., Bernatonis V.K. *Raspredelenie kal'tsiya i zheleza v vertikal'nom profile torfyanykh zalezhey taizhnoy zony Zapadnoy Sibiri* [Distribution of calcium and iron in the vertical profile of peat deposits in the taiga zone of West Siberia. Bull.] // Tomsk. Polytechnical University. 2013. No. 323 (1). pp. 173–178. In Russian.
- Bobrov, V.A., Bogush A.A., Leonova G.A., Krasnobaev V.A., Anoshin G.N. Anomalous concentrations of zinc and copper in highmoor peat bog, southeast coast of Lake Baikal // Doklady Earth Science. 2011. No. 439 (2). pp. 1152–1156.
- Bakhtin A.I., Kolchugin A.N., Eskin A.A. *Geokhimicheskie osobennosti osazhdeniya i ustoychivosti sulfatov kal'tsiya v prirode* [Geochemistry of deposition and stability of calcium sulfates in nature. Transactions, Kazan University] // Natural Science Series. 2012. No. 154 (4). pp. 55–60. In Russian
- GOST R 57162-2016. *Voda. Opredeleniye soderzhaniya elementov metodom atomno-absorbtsionnoy spektrometrii s elektrotermicheskoy atomizatsiyey* [State Standard. Working Document GOST R 57162-2016. Water. Determination of Element Content by Graphite Furnace Atomic Absorption Spectrometry]. Moscow. Standardinform, 2016. 16 p. In Russian
- Efremova T.T., Efremov S.P., Kutsenogiy K.P., Onuchin A.A., Peresedov, V.F. Biogeochemistry of Fe, Mn, Cr, Ni, Co, Ti, V, Mo, Ta, W, and U in a low moor peat deposit of the Ob'-Tom' interfluvium // Eurasian Soil Science. 2003. No. 36 (5). pp. 501–510.
- Zayakina S.B., Anoshin G.N. Arc double-jet plasmatron for the analysis of geological samples // Chemical analysis in geology / scientific. ed. G.N. Anoshin; Institute of Geology and Mineralogy named after V.S. Sobolev. Novosibirsk, Academic publishing house "Geo", 2016. pp. 379–402. In Russian
- Ilienok S.S. Native Elements in Coals and Coal Ashes of the Azeisky Deposit of the Irkutsk Coal Basin // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2013. No. 323 (1). pp. 65–71. In Russian
- Lukashev K.I., Kovalev V.A., Zhukhovitskaya A.L., Khomich A.A., Generalova V.A. *Geokhimiya ozerno-bolotnogo litogeneza* [Geochemistry of Limnic and Peatland Lithogenesis]. Minsk: Nauka i Tekhnika, 1971. 284 p. In Russian
- Namsaraev B.B., Zemskaya T.I. *Mikrobiologicheskie protsessy krugovorota ugleroda v donnykh osadkakh ozera Baykal* [Microbiological Processes of Carbon Cycle in the Bottom Sediments of Lake Baikal]. Novosibirsk, GEO, 2000. 154 p. In Russian
- Naumov A.V., Kosykh N.P., Parshina E.K., Artymuk S.Yu. Raised bogs of the forest-steppe zone, their state and monitoring // Contemporary Problems of Ecology. 2009. No. 2 (6). pp. 671–677.
- Orlova L.A., Volkova V.S. *Golotsen Baraby (stratigrafiya i radiouglerodnaya khronologiya)* [Holocene Stratigraphy and Radiocarbon Chronology of the Baraba Steppe]. Novosibirsk, Nauka, 1990. 125 p. In Russian
- PND F 14.1.2.96–97. *Metodika vypolneniya izmereniy massovoy kontsentratsii khloridov v probakh prirodnykh i ochishchennykh stochnykh vod argentometricheskim metodom* [Conservation Norms and Regulations. Working Document PND F 14.1.2.3.96.97, 2004. Methods for Argentometric Measurements of Chloride Concentrations in Samples of Natural and Treated Waste Waters], Moscow. 2004. 19 p. In Russian.

PND F 14.1:2.159–2000. *Metodika vypolneniya izmereniy massovoy kontsentratsii sul'fat-ionov v probakh prirodnnykh i stochnykh vod turbidimetricheskimi metodami* [Conservation Norms and Regulations. Working Document PND F 14.1 2 159, 2000. Methods for Turbidimetric Measurements of Sulfate-Ion Concentrations in Samples of Natural and Treated Waste Waters], Moscow. 2005. 11 p. In Russian

Preis Yu.I. Dynamics of the ridge-lake complex of the Iksinsky bog (Western Siberia) as a response to climate changes in the second half of the Holocene // *Geography and natural resources*. 2016. No. 2. pp. 94–103. In Russian

RD 52.24.493–2006. *Massovaya kontsentratsiya gidrokarbonatov i velichina shchelochnosti poverkhnostnykh vod sushi i ochishchennykh stochnykh vod. Metodika vypolneniya izmereniy titrimetricheskimi metodami* [Regulatory Document. Working document RD 52 24 493 2006. Mass Concentration of Bicarbonates and Alkalinity of Terrestrial Surface Waters and Treated Waste Waters. Titration Methods]. Rostov on Don. 2006. 37 p. In Russian

Rozhdestvina V.I., Sorokin A.P. First finds of native palladium, platinum, gold, and silver in brown coals of the Erkovets field (upper Amur region) // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2010. No. 4 (6). pp. 483–494.

Savichev O.G., Shmakov A.V. *Vertikal'naya zonal'nost' i vnutrigodovye izmeneniya khimicheskogo sostava vod Timiryazevskogo bolota (Tomsk, Zapadnaya Sibir')* [Vertical zoning and seasonal water chemistry changes in the Timiryazevsky swamp (Tomsk, Western Siberia)] // *Bull. Tomsk Polytechnical University*. 2012. No. 320 (1). pp. 156–172. In Russian

Savichev O.G., Nalivaiko N.G., Rudmin M.A., Mazurov A.K. *Mikrobiologicheskie usloviya raspredeleniya khimicheskikh elementov po glubine torfyanoy zalezhi v ekosistemakh vostochnoy chasti Vasyuganskogo bolota (Zapadnaya Sibir')* [Microbiological conditions for depth-dependent element distribution in peat of the eastern Vasyugan swamp ecosystems (West Siberia)] // *Bull. Tomsk Polytechnical University*. 2019. No. 330 (9). pp. 184–194. In Russian

Savchenko, N.V. *Ozera yuzhnykh ravnin Zapadnoy Sibiri* [Plainland Lakes in Southern West Siberia]. Institute of Soil Science and Agrochemistry, Novosibirsk. 1997. 300 p. In Russian

Simonova V.I. *Atomno-absorbtsionnye metody opredeleniya elementov v porodakh i mineralakh* [Atomic Absorption Methods for Determination of Elements in Rocks and Minerals]. Nauka, Novosibirsk. 1986. 212 p. In Russian.

Stepanova V.A., Volkova I.I. Genesis features of the Nikolaevka ryam in the forest-steppe of Western Siberia // *Tomsk State University, Journal of Biology*. 2017. No. 40. pp. 202–223.

Fadeeva V.P., Tikhova V.D., Nikulicheva O.N. Elemental analysis of organic compounds with the use of automated CHNS analyzers // *J. Anal. Chem.* 2008. No. 63 (11). pp. 1094–1106.

Khakhinov V.V., Namsaraev B.B., Dorzhieva G.S.-S., Buryukhaev S.P. Hydrochemical and microbiological characteristics of bog ecosystems on the isthmus of Svyatoi Nos Peninsula (Lake Baikal) // *Geografiya i Prirodnye Resursy*. 2012. No. 33 (4). pp. 298–303.

Khotinsky N.A. The position of forest/steppe boundary in Middle and Late Holocene West Siberia // *Soveskoye Pochvovedenie*. 1970. No. 6. pp. 40–47. In Russian

Shvartsev S.L., Zdvizhkov M.A., Serebrennikova O.V., Savichev O.G., Naimushina O.S. Geochemistry of wetland waters from the lower Tom basin, southern Tomsk oblast // *Geochemistry International*. 2012. No. 50 (4). pp. 367–380.

Yudovich Y.E., Ketris M.P. *Geokhimicheskie indikator litogeneza (litologicheskaya geokhimiya)* [Geochemical Tracers of Lithogenesis (Lithological Geochemistry)]. Syktyvkar, Geoprint, 2011. 742 p. In Russian

Boquete M.T., Fernández J.A., Aboal J.R., Carballeira A. Are terrestrial mosses good biomonitors of atmospheric deposition of Mn? // *Atmos. Environ.* 2011. No. 45. pp. 2704–2710.

Fischer W.R., Schwertmann U. The formation of hematite from amorphous iron (III) hydroxide // *Clays and Clay Mineralogy*. 1975. No. 23. pp. 33–37.

Garrels R.M., Christ C.L. *Solutions, minerals, and equilibria*. New York: Harper & Row, 1965. 450 p.

Gorham E., Janssens J.A. The distribution and accumulation of chemical elements in five peat cores from the mid-continent to the eastern coast of North America // *Wetlands*. 2005. No. 25 (2). pp. 259–278.

Helmer E.H., Urban N.R., Eisenreich S.J. Aluminum geochemistry in peatland waters // *Biogeochemistry*. 1990. No. 9 (3). pp. 247–276.

Kempton H., Krachlera M., Shotyk W., Zacccone C. Major and trace elements in Sphagnum moss from four southern German bogs, and comparison with available moss monitoring data // *Ecological Indicators*. 2017. No. 78. pp. 19–25.

Khazin L.B., Khazina I.V., Krivonogov S.K., Kuzmin Ya.V., Prokopenko A.A., Yi S., Burr G.S. Holocene climate changes in southern West Siberia based on ostracod analysis // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. No. 57 (4). pp. 574–585.

Lambers H., Chapin F.S., Pons T.L. *Plant Physiological Ecology*. Second Edition. Springer. 2008. 540 p.

Malawskaand M., Wilkomirski B. Geochemistry and geochemical differentiation on major elements in selected peat bog profiles (south-east of Poland) // *Soil Sci. Plant Nutr.* 2004. No. 50 (6). pp. 925–930.

Preis Yu.I., Krutikov V.A., Polischuk V.Yu. Consistency of Iksinskoe bog dynamics with extreme the Holocene climate events // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2020. V. 611. 012027. doi: 10.1088/1755-1315/611/1/012027.

Savichev O.G. Distribution of inorganic pollutants over the depth of upper peat deposit // *Contemporary Problems of Ecology*. 2015. No. 8 (1). pp. 118–124.

Shotyk W., Weiss D., Kramers J.D., Frei R., Cheburkin A.K., Gloor M., Reese S. Geochemistry of the peat bog at Etang de la Grue're, Jura Mountains, Switzerland, and its record of atmospheric Pb and lithogenic trace metals (Sc, Ti, Y, Zr, and REE) since 12,370 ¹⁴C yr BP // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. No. 65 (14). pp. 2337–2360.

Steinmann P., Shotyk W. Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Mountains, Switzerland) // *Chemical Geology*. 1997. No. 138. pp. 25–53.

Stepanova V.A., Pokrovsky O.S., Viers J., Mironycheva-Tokareva N.P., Kosykh N.P., Vishnyakova E.K. Elemental composition of peat profiles in western Siberia: Effect of the micro-landscape, latitude position and permafrost coverage // *Applied Geochemistry*. 2015. No. 53. pp. 53–70.

Информация об авторах:

Мальцев А.Е., кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Лаборатория геохимии радиоактивных элементов и экогеохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия.

E-mail: maltsev@igm.nsc.ru

Леонова Г.А., доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геохимии радиоактивных элементов и экогеохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия.

E-mail: leonova@igm.nsc.ru

Прейс Ю.И., кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геоинформационных технологий, Институт мониторинга климатических и экологических систем, Томск, Россия.

E-mail: preisyui@rambler.ru

Мирошниченко Л.В., научный сотрудник, лаборатория геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия.

E-mail: lv_mirosh@igm.nsc.ru

Заякина С.Б., доктор технических наук, старший научный сотрудник, лаборатория геохимии радиоактивных элементов и экогеохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия.

E-mail: zayak@igm.nsc.ru

Шавекин А.С., младший научный сотрудник, лаборатория геохимии радиоактивных элементов и экогеохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия.

E-mail: shavekin@igm.nsc.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Maltsev A.E., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher, Laboratory of Geochemistry of Radioactive Elements and Ecogeochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: maltsev@igm.nsc.ru

Leonova G.A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geochemistry of Radioactive Elements and Ecogeochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: leonova@igm.nsc.ru

Preis Yu.I., Cand. Sci. (Biological), Leading Researcher, Laboratory of geoinformation technologies, Institute of Monitoring of Climate and Ecological Systems of SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: preisyui@rambler.ru

Miroshnichenko L.V., Researcher, Laboratory of Cenozoic Geology, Paleoclimatology and Mineralogical Climate Indicators, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: lv_mirosh@igm.nsc.ru

Zayakina S.B., Dr. Sci. (Technical), Senior Researcher, Laboratory of Geochemistry of Radioactive Elements and Ecogeochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: zayak@igm.nsc.ru

Shavekin A.S., Junior Researcher, Laboratory of Geochemistry of Radioactive Elements and Ecogeochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: shavekin@igm.nsc.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 25.07.2021; одобрена после рецензирования 16.09.2021; принята к публикации 12.09.2022

The article was submitted 25.07.2021; approved after reviewing 16.09.2021; accepted for publication 12.09.2022

ГЕОХИМИЯ

Научная статья

УДК 550.4.02 : 550.424

doi: 10.17223/25421379/24/5

ВЛИЯНИЕ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУР НА ОКИСЛИТЕЛЬНОЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ ВЫСОКОСУЛЬФИДНЫХ ОТХОДОВ ОБОГАЩЕНИЯ



Ирина Николаевна Мягкая¹, Багай-оол Юрьевич Сарыг-оол²

^{1,2} Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

¹ i_myagkaya@igm.nsc.ru

² sarygool@igm.nsc.ru

Аннотация. Изучались особенности окислительного выщелачивания элементов (Na, Mg, K, Ca, Al, Fe, Cu, Zn, As, Cd, Hg, Pb, Au, Ag) и их миграционная способность из высокосульфидных отходов цианирования под влиянием циклов замораживания-оттаивания (от –20 °С до +25 °С) на примере вещества Урского хвостохранилища (Кемеровская область, Россия). Установлено, что поровые растворы, образующиеся в каждом из циклов, по геохимическим характеристикам соответствуют кислым дренажным растворам.

Ключевые слова: хвостохранилище, отходы цианирования, окислительное выщелачивание, отрицательные температуры, криопроцессы, замораживание-оттаивание

Источник финансирования: исследования проводились в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

Благодарности: геохимические исследования проводились в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Аналитики – В.Н. Ильина, Ж.О. Бадмаева, Л.Н. Букреева.

Для цитирования: Мягкая И.Н., Сарыг-оол Б.Ю. Влияние отрицательных температур на окислительное выщелачивание элементов из высокосульфидных отходов обогащения // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 76–92. doi: 10.17223/25421379/24/5

Original article

doi: 10.17223/25421379/24/5

THE EFFECT OF SUB-ZERO TEMPERATURES ON THE OXIDATIVE LEACHING OF ELEMENTS FROM HIGH-SULFIDE TAILINGS

Itina N. Myagkaya¹, Bagai-ool Yu. Saryg-ool²

^{1,2} Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

¹ i_myagkaya@igm.nsc.ru

² sarygool@igm.nsc.ru

Abstract. The large-scale spread of man-made objects such as tailings dams in areas where there are significant temperature drops, as well as global warming processes that lead to the opening of weathering profiles in the Arctic regions, necessitate knowledge about the patterns of oxidative leaching of potentially toxic elements and precious metals from the sulfide-bearing cyanidation wastes.

The leaching and the migration ability of elements (Na, Mg, K, Ca, Al, Fe, Cu, Zn, As, Cd, Hg, Pb, Au, Ag) from high-sulfide cyanidation wastes under the influence of cryoprocesses using sulfide and oxide tailings of the Ursk tailing dump (Ursk settlement, Kemerovo region, Western Siberia, Russia) were studied. The laboratory experiments consist of the phased freeze-thaw cycles (from –20 °С to +25 °С) of the wastes, followed by the sampling of pore waters by squeezing using hydraulic press. pH and Eh were measured, and the contents of elements were determined in the obtained experimental pore waters.

It was found that pore waters are formed during the experiments, which correspond to acid mine drainage in terms of geochemical characteristics and contents of potentially toxic elements. The intensity of oxidative leaching in freeze-thaw cycles is

most active in two cases. The first is that continuous long-term freezing of a substance leads to a significant increase in the mineralization and content of elements in pore waters, compared with the contents in pore waters of the original non-frozen substance. The second is that the first stages of freeze-thaw cycles lead to a more intense leaching process than the subsequent stages. The degree of leaching decreases with each new cycle. It is assumed that the process of oxidative leaching in the oxide tailings is easier and more smooth, in contrast to the sulfide tailings due to the different species of sulfur in the wastes (sulfide species prevail in the sulfide tailings; sulfate species - in the oxide tailings).

It is assumed that the processes occurring in the spring period at Ursk tailing dump contribute to more intense environmental pollution. There are quite frequent temperature fluctuations even during the day in the spring period, which can cause a pulsating influx of potentially toxic elements into the environment. The results obtained can be used as the basis for the development of new, modern methods of ensuring environmental safety (for example, thermal insulation covers) in the territories adjacent to such man-made objects.

Keywords: tailings, cyanide wastes, oxidative leaching, subzero temperature, cryoprocesses, freeze-thaw

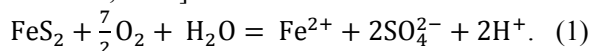
Source of financing: the work was performed on the state assignment of IGM SB RAS.

Acknowledgments: Geochemical analyses were performed at the Analytical Center for multi-elemental and isotope research IGM SB RAS by analysts – V.N. Ilyina, Zh.O. Badmaeva, L.N. Bukreeva.

For citation: Myagkaya I.N., Saryg-ool B.Y. (2022) The effect of sub-zero temperatures on the oxidative leaching of elements from high-sulfide tailings. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 76–92. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/24/5

Введение

Хвостохранилища высокосульфидных отходов обогащения представляют собой источники загрязнения окружающей среды потенциально токсичными элементами (ПТЭ) [Park et al., 2019]. Это обусловлено тем, что под влиянием атмосферных факторов (сезонные осадки, свободный доступ кислорода воздуха [Blowes et al., 2003; Favas et al., 2016], ветровой перенос [Djebbi et al., 2017]) происходит трансформация вещества отходов (окислительное выщелачивание, реакция 1), химическое и механическое перемещение. Как результат, формируются кислые сульфатные дренажные растворы (acid mine drainage, AMD) с высоким содержанием ПТЭ (Fe, Cu, Zn, Pb, Hg, Cd, As и др.) [Myagkaya et al., 2016a]. Миграция элементов за пределы хвостохранилищ в виде минеральных частиц (перенос в водном потоке и эоловый) и растворенном состоянии приводит к формированию масштабных ореолов рассеяния [Moncur et al., 2014].



Температура окружающей среды тоже относится к одному из главных факторов трансформации вещества отходов [Elberling, 2005; Птицын и др., 2007; Ethier, Bussiere, Benzaazoua, 2012; Moncur et al., 2014; Langman et al., 2015; Sinclair et al., 2015]. Показано, что процессы окислительного выщелачивания в циклах замораживания-оттаивания происходят активнее вблизи поверхности, что обусловлено контрастностью условий. Кроме того, циклы замораживания-оттаивания способны оказать влияние на пути миграции элементов и способность удержания растворенных веществ в областях удержания поровых

вод [Langman et al., 2015]. Перепады температуры прежде всего оказывают влияние на скорость окисления и коррозии сульфидов, а также на деятельность микроорганизмов, способствующих окислению. Скорость окисления сульфидов снижается с температурой в соответствии с законом Аррениуса [Ahonen, Tuovinen, 1992], но несмотря на это окислительное выщелачивание сульфидов в зоне мерзлоты протекает активно за счет криоконцентрирования при отрицательных (по Цельсию) температурах [Ethier, Bussiere, Benzaazoua, 2012]. Размораживание кислых вод в активном слое приводит к образованию железо-сульфатных минералов и остаточной серной кислоты. Во время сезона оттепели высвобождающаяся кислота повышает растворение алюмосиликатных и других минералов. Данные процессы не только приводят к нарушению качества природных вод, но и оказывают негативное влияние на чувствительную арктическую экосистему путем нарушения местных условий многолетней мерзлоты [Lacelle et al., 2007].

При низких температурах потребление кислорода, необходимого для окислительного выщелачивания, снижается [Dawson, Morin, 1996], однако биотическое и абиотическое потребление кислорода в ходе окисления сульфидов сохраняется при температурах до -11°C [Elberling, 2005]. На примере пирротинсодержащих отходов было показано, что при температуре -10°C в веществе все еще существует незамерзшая вода, хотя потребление кислорода было ниже предела обнаружения [Meldrum, Jamieson, Dyke, 2001]. Работы, проведенные в канадской части Арктики, свидетельствуют о наличии кислых дренажных вод, свойственных хвостохранилищам. Эти исследования показали, что окисление высокосуль-

фидного вещества может происходить в приледниковых районах даже в зимний период, так как значительное увеличение концентраций растворенных веществ приводит к понижению точки замерзания [Lacelle et al., 2007].

Вопрос влияния криопроцессов на трансформацию сульфидного вещества, миграцию элементов стал обсуждаться более активно в связи с большим количеством техногенных объектов в виде хвостохранилищ в районах северных широт, в том числе вечной мерзлоты [Meldrum, Jamieson, Dyke, 2001; Птицын и др., 2006; Lacelle et al., 2007; Pearce et al., 2011; Moncur et al., 2014], а также из-за процессов глобального потепления в связи со вскрытием зон окисления в арктических районах [Dold et al., 2013], зонах отступления ледников [Santofimia et al., 2017]. Цель работы – изучить особенности выщелачивания элементов (Na, Mg, K, Ca, Al, Fe, Cu, Zn, As, Cd, Hg, Pb, Au, Ag) из высокосульфидных отходов цианирования под влиянием циклов замораживания-оттаивания.

Объект исследования

Урское хвостохранилище расположено в пос. Урск (Кемеровская область, Россия). Климат в этом районе резко континентальный, с длинной и холодной зимой и коротким и относительно теплым летом. Средняя температура приземного воздуха в самый теплый месяц (июль) на большей части изучаемой территории составляет +18 °С. Самый холодный месяц – январь, когда средняя температура опускается до –19,2 °С с абсолютным минимумом от –45 °С до –48 °С. Теплый период (со среднесуточными температурами выше 0 °С) начинается со второй декады апреля и продолжается до второй декады октября; в среднем 175–195 дней. Безморозный период (при суточной температуре воздуха выше 0 °С) на исследуемой территории составляет 96 дней [Gustaytis, Myagkaya, Chumbaev, 2018]. В условиях достаточно расчлененного рельефа региона происходит значительное перераспределение осадков по территории. Урское хвостохранилище расположено на подветренном склоне Салаирского плато, где формируется зона с пониженным увлажнением: годовое количество осадков в среднем многолетнем цикле составляет до 474 мм, а в центральной и восточной частях Кемеровской области количество осадков составляет от 550 до 700 мм [Хмелев, Танасиенко, 2013].

Выбранный объект является хорошо изученным, модельным объектом, на примере которого было показано концентрирование благородных металлов природным органическим веществом, находящимся в длительном взаимодействии с высокоминерализо-

ванными кислыми дренажными растворами [Myagkaya et al., 2016b, 2020, 2021; Lazareva et al., 2019; Saryg-ool et al., 2020]. В продолжении изучения особенностей миграции Au и Ag, а также ПТЭ в экзогенных условиях, в данной работе проводится экспериментальное исследование влияния циклов замораживания-оттаивания на их выщелачивание из высокосульфидных отходов обогащения.

Хвостохранилище сформировано из отходов обогащения высокосульфидных серноколчеданных руд Ново-Урского месторождения, которое расположено в северной части Салаирского кряжа Алтае-Саянской складчатой зоны в пределах Урского рудного поля. Последнее входит в состав одной из семи крупных вулканоплутонических структур, наиболее известные из которых Салаирская и Урская, благодаря рудникам и складированным отходам [Lazareva et al., 2019]. Добыча золота производилась открытым способом с применением амальгамации и цианирования. Обогащались два типа руд: первичные сульфидные руды и руды зоны окисления. В последующем были сформированы два отвала высотой 10–12 м (рис. 1) с отходами обогащения соответствующих руд – отходы первичных руд (ОПР) и отходы руд зоны окисления (ОРЗО) [Saryg-ool et al., 2017; Myagkaya et al., 2016a, 2016b, 2019; Gustaytis, Myagkaya, Chumbaev, 2018].

ОПР представлены песчаным материалом серого цвета и состоят, в основном, из пирита, барита и кварца. Пирит сохраняет включения галенита, халькопирита, борнита, арсенопирита, сфалерита, теннантита, алтаита и теллурида ртути. Включения Au⁰ пробностью 910 ‰ (с примесями 28,6 ‰ Cu и 61,4 ‰ Ag) присутствуют в пирите. Барит включает науманнит (Ag₂Se) и селенид ртути со значительными количествами Ag и S: Hg_{0,8}Ag_{0,2}Se_{0,7}S_{0,3}. Отходы руд зоны окисления сложены мелкозернистым, песчаным веществом ярко-оранжевого цвета за счет значительного количества охристых минералов (ярозит, гётит). Также в составе преобладает кварц, а количество барита и пирита существенно ниже. Среди алюмосиликатов установлены мусковит, альбит, второстепенный хлорит и микроклин [Myagkaya et al., 2016a]. Наличие Au⁰ с примесями Ag, Cu, Hg, Se в отходах обоих типов руд подтверждается другими работами [Хусаинова и др., 2020].

ОПР в большей степени обогащены Fe, Cu, Zn, Se, Sr, Cd, Te, Ba, Hg и Pb, а в материале ОРЗО преобладают Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti и Rb [Myagkaya et al., 2016b]. Остаточное содержание Au и Ag в ОПР составляет 0,5 и 18 ppm. Содержания Au и Ag в пирите также не высокие (0,5 и 4,5 ppm соответственно). Содержание Au и Ag в ОРЗО ниже (0,26 и 13 ppm соответственно).

Отвалы дренируются ручьем, который за счет взаимодействия с сульфидными отходами превращается в кислый дренажный ручей (рН 1,9, Eh 655 мВ, минерализация ~ 4,8 г/л) с высоким содержанием SO_4^{2-} (до 3 600 мг/л), Al (> 26 мг/л) и Fe

(до 780 мг/л). Концентрации благородных металлов в дренажном ручье непосредственно у отвалов варьируют в зависимости от сезона: Au – от 0,2 до 1,2 мкг/л, Ag – от 0,01 до 0,3 мкг/л. Детальные данные приведены в работе [Myagkaya et al., 2016a].

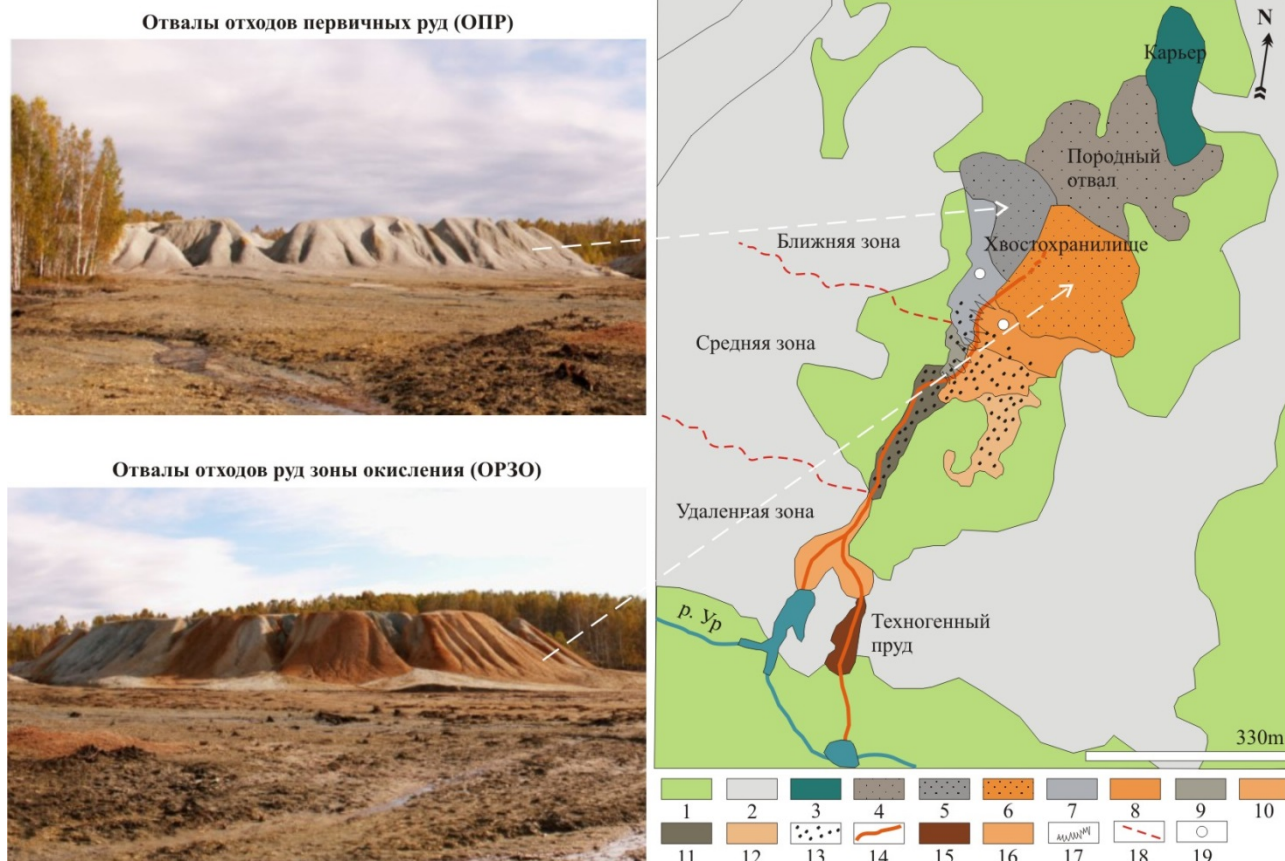


Рис. 1. Фотографии отвалов отходов первичных руд и руд зоны окисления в 2015 г. (слева) и схема Урского хвостохранилища с точками опробования вещества отходов (справа)

1 – лесная зона; 2 – жилые кварталы; 3 – затопленный карьер; 4 – породный отвал; 5, 6 – хвостохранилище, сложенное (5) отходами первичных руд, (6) отходами руд зоны окисления; 7, 8 – ближняя зона потока рассеяния, представленная снесенным веществом (7) отходов первичных руд и (8) отходов руд зоны окисления; 9–12 – средняя зона потока рассеяния (аналогично 7 и 8); 13 – заболоченная часть потока рассеяния; 14 – главный поток КДР; 15 – техногенный пруд; 16 – наиболее удаленная зона потока рассеяния; 17 – область переслаивания отходов первичных руд с отходами руд зоны окисления; 18 – условная граница, делящая поток рассеяния на зоны; 19 – точки опробования

Fig. 1. Photos of the sulfide and oxide tailings in 2015 (left) and scheme of the Ursk tailings with a sampling points of the wastes material (right)

1 – forests; 2 – residential area; 3 – flooded quarry; 4 – gangue dump; 5, 6 – sulfide (5) and oxide (6) tailings; 7, 8 – proximal zone of dispersion train: sulfide (7) and oxide (8) tailings; 9–12 – middle zone of dispersion train (similar to 7 and 8); 13 – swampy area; 14 – main AMD stream; 15 – pond; 16 – distal zone of dispersion train; 17 – mixed tailings; 18 – boundaries of zones; 19 – sampling points

Методы исследования

Отбор проб. Для проведения экспериментов летом 2015 г. на территории Урского хвостохранилища отобрано вещество ОПР и ОРЗО объемом 5 л каждый (см. рис. 1).

Экспериментальные работы. Первый этап экспериментальных работ (рис. 2) заключался в отжиге

поровых растворов из части исходного вещества отходов (образцы PW-0). Из другой части исходного вещества поровые растворы были отжаты после 140 дней его замораживания (образцы PW-0*). На втором этапе использовалось отжатое (без замораживания) вещество отходов: в пластиковые ведра объемом 1 л помещалось вещество и добавлялось 160 мл дистиллированной воды. Далее проводилось

последовательное замораживание и размораживание с отжимом поровых вод. Первое замораживание длилось 3 дня (образцы PW-1), второе – 70 (образцы PW-2), третье – 9 дней (образцы PW-3). Затем проводились заморозки, включающие несколько циклов замораживания-оттаивания: четвертый этап – 3 цикла (образцы PW-4), пятый – 6 (образцы PW-5), шестой – 9 циклов (образцы PW-6). Длительность каждого цикла замораживания-оттаивания составила 24 ч замораживания и 24 ч оттаивания (рис. 2).

Замораживание осуществлялось в бытовых морозильниках при $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Поровые растворы отжима-

лись ручным гидравлическим прессом под давлением 150 г/см^3 . Все поровые растворы фильтровались через бумажные фильтры типа «синяя лента», далее проводились измерение pH, Eh («Анион 7051», Инфраспек-Аналит, Россия) и консервация растворов для последующих анализов. Часть растворов, предназначенных для определения тяжелых металлов, подкисляли азотной кислотой в пропорции 4 мл кислоты на 1 л раствора; на Au и Ag подкисление проводилось царской водкой в этой же пропорции. Часть растворов, предназначенная для определения основного ионного состава, не подкислялась.



Рис. 2. Схема проведения экспериментальной работы

Fig. 2. Scheme of the conducted experimental work

Аналитические методы анализа. Содержания Na, Mg, Al, K, Ca, Fe, Cu, Zn, As, Cd, Pb в веществе отходов определялись методами пламенной (ПААС) и электротермической (ЭТА-ААС) атомно-абсорбционной спектроскопии с использованием спектрометра Solaar M6 (Thermo Electron, США) после минерализации проб, включающей предварительный обжиг при $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ с последующим разложением смесью минеральных кислот (HF, HNO₃, HCl). Содержания Au и Ag определялись методом ЭТА-ААС после минерализации проб (см. выше) и экстракции аналитов в органическую фазу. Золото экстрагировалось раствором сульфидов нефти в толуоле, серебро – раствором изопропиламина в толуоле. Содержания Hg определялись методом «холодного пара» на атомно-абсорбционном анализаторе «РА-

915М» (Люмэкс, Россия), не требующего химической пробоподготовки [ISO 12846, 2012].

Ионный состав (F⁻, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻) определялся методом ионной хроматографии с использованием хроматографа 883 Basic IC plus (Metrohm, Швейцария) [Saryg-ool et al., 2020]. Содержания Na, Mg, Al, K, Ca, Fe, Cu, Zn, As, Cd, Pb, Ag, Au в растворах определялись методами ПААС и ЭТА-ААС. Содержание Hg в растворах определялись методом «холодного пара» с последующим атомно-абсорбционным определением. В качестве восстановителя ртути до холодного пара использовали хлорид олова (II) с последующим определением атомарной ртути методом ААС на анализаторе «РА-915М» с приставкой «РП-92» (Люмэкс, Россия) [ISO 12846, 2012].

Результаты

Состав исходного вещества отходов. Вещество ОПР в большей мере обогащено сидерофильными элементами, в отличие от вещества ОРЗО, где преобладают халькофильные элементы. Содержания благородных металлов в отходах первичных руд выше, чем в отходах руд зоны окисления (табл. 1), как и было установлено ранее [Myagkaya et al., 2016a].

Таблица 1
Содержание элементов в веществе отходов
Урского хвостохранилища

Table 1
The contents of elements in the wastes of the Ursk tailings

Элемент	Ед. изм.	ОПР	ОРЗО
Fe	мас. %	27,5	6,9
Al	мас. %	0,04	3,5
Ca	мас. %	0,04	0,48
Mg	мас. %	0,002	0,17
K	мас. %	0,014	0,65
Na	мас. %	0,027	0,55
As	г/т	420	340
Cd	г/т	0,53	0,11
Pb	г/т	570	1300
Cu	г/т	500	51
Zn	г/т	250	74
Hg	г/т	55	22
Au	г/т	1,5	0,4
Ag	г/т	14	1,3

Физико-химические свойства поровых растворов. Исходные поровые растворы ОПР (PW-0), согласно геохимическим классификациям, – сильноокислые, Al-Fe-SO₄ состава, с минерализацией (TDS) 39,33 г/л (рис. 3). В поровых водах, отжатых из исходного вещества после 140 дней заморозки (PW-0*, рис. 3), минерализация немного ниже, а pH – выше (табл. 2); раствор относится к водам с повышенной соленостью, сильноокислым, Mg-Al-Fe-сульфатного типа. Растворы после 3-дневной (PW-1, табл. 2) и 70-дневной (PW-2, табл. 2) заморозок относятся к сильноокислым водам, с повышенной соленостью, Ca-Al-Fe-сульфатного типа, тогда как после следующей 9-дневной (PW-3, табл. 2) заморозки поровая вода стала менее соленой, а также значения pH несколько увеличилась. Поровые воды после последующих 3 циклов 3- (PW-4, табл. 2) и 6-кратной (PW-5, табл. 2) заморозки характеризуются как сильноокислые, соленые воды, тогда как после 9-кратной (PW-6, табл. 2) заморозки воды менее соленые и менее кислые; они относятся к солоноватым, сильноокислым водам. Преобладающими ионами, как и в предшествующих растворах, являются Ca, Al, Fe и сульфат. Только при 9-кратном замораживании возрастает роль Ca, и поровые воды становятся Al-Ca-Fe-сульфатного типа.

В целом для поровых вод, полученных в ходе циклов замораживания-оттаивания вещества отходов первичных руд, можно выделить некоторые закономерности колебаний основного ионного состава. Минерализация и содержание сульфат-аниона обратно зависят от значений pH – с каждым циклом происходит снижение TDS с 39,33 до 1,76 г/л и SO₄ с 33 900 до 1 338 мг/л по мере увеличения pH с 1,52 до 2,61. Степень снижения минерализации и увеличения pH наиболее активно проявлена на этапе кратных циклов замораживания-оттаивания, чем на этапе выдерживания вещества 3–70 дней. Содержания хлорид- и фторид-ионов в поровых водах резко увеличиваются сразу после первой заморозки исходного (PW-1), по сравнению с PW-0, и постепенно снижаются с каждой стадией. Содержания нитратов тоже увеличиваются после первой заморозки, однако далее наблюдаются два дальнейших пика – после третьего этапа заморозки (PW-3) и шестого (PW-6).

В поровой воде из исходного вещества отходов первичных руд содержания Fe, Mg и K (табл. 2; рис. 4; PW-0) увеличиваются, а Al, Ca и Na, наоборот, снижаются после длительного, непрерывного (140 дней) замораживания (табл. 2; рис. 4; PW-0*). В этих растворах содержания элементов наиболее высоки, чем в последующих. Дальнейшее замораживание вещества приводит также к выщелачиванию Fe, Al, Ca, Mg, K, Na (табл. 2; рис. 4; PW-1-6), но интенсивность выщелачивания элементов (исключая K) снижается с каждой последующей стадией эксперимента. Суммарное содержание элементов за все эти стадии (PW-1-6) выше значений в поровых водах из исходного замороженного 140 дней вещества (PW-0*). Таким образом, циклы замораживания и оттаивания, а также добавление новой порции дистиллированной воды, несомненно, повлияли на выщелачивание элементов.

Исходные поровые воды отходов руд зоны окисления (PW-0, рис. 3, табл. 2) относятся к сильноокислым, соленым водам Fe-Ca-Al-сульфатного типа. В поровом растворе, отжатом спустя 140 дней заморозки (PW-0*, табл. 2), наблюдается увеличение минерализации, содержаний сульфат- и нитрат-анионов, что не характерно для отходов первичных руд; pH также увеличивается. В целом раствор, отжатый на этой стадии, относится к сильноокислым, с повышенной соленостью, Mg-Fe-Ca-Al-сульфатного типа.

Поровые растворы на всех последующих циклах эксперимента относятся тоже к сильноокислым, соленым водам (рис. 3, PW-1-6). Все поровые растворы отходов руд зоны окисления на всех этапах заморозки относятся к водам Fe-Al-Ca-сульфатного типа.

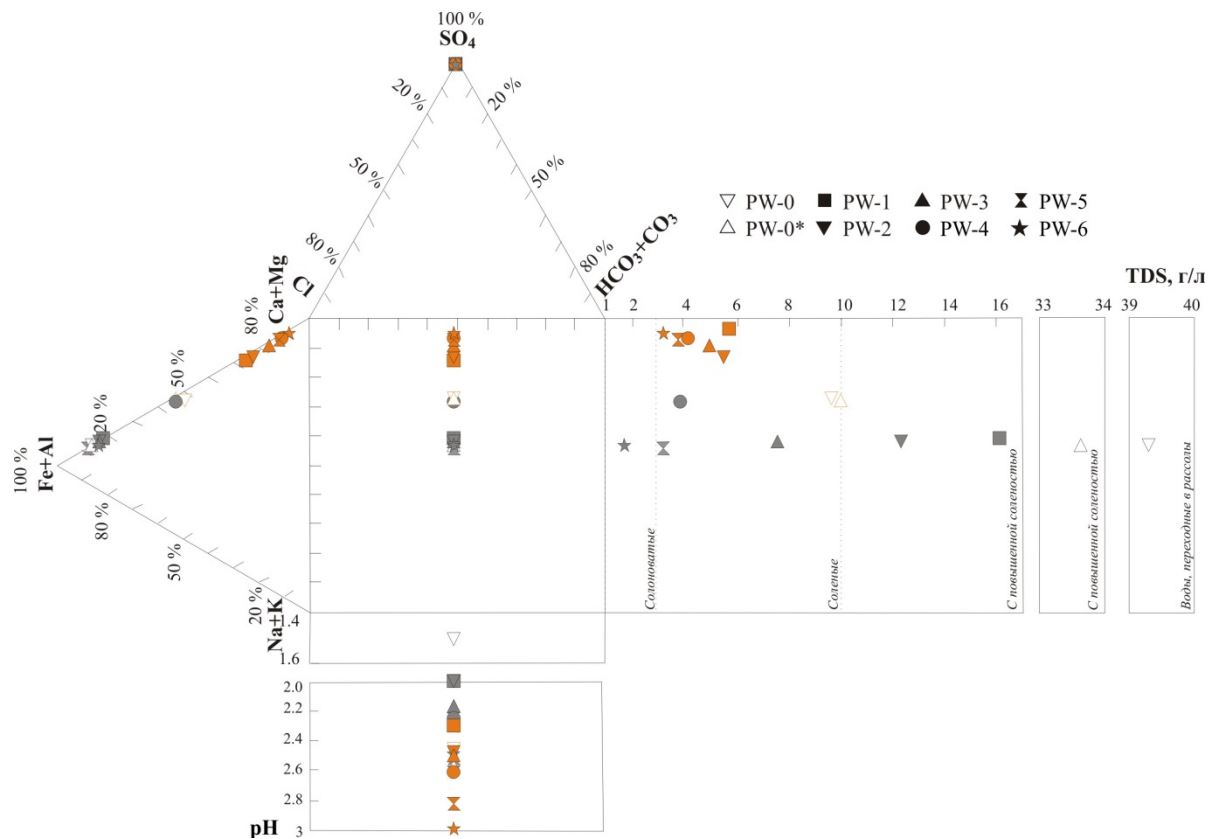


Рис. 3. Диаграмма Дурова для экспериментальных поровых растворов из отходов первичных руд (серый цвет) и отходов руд зоны окисления (оранжевый цвет)

TDS – минерализация; PW-0 – исходный поровый раствор, PW-0* – исходный поровый раствор после 140 дней заморозки, PW-1 – поровый раствор после 1-й заморозки (3 дня), PW-2 – поровый раствор после 2-й заморозки (70 дней), PW-3 – поровый раствор после 3-й заморозки (9 дней), PW-4 – поровый раствор после 4-й заморозки (3 цикла замораживания-оттаивания), PW-5 – поровый раствор после 5-й заморозки (6 циклов замораживания-оттаивания), PW-6 – поровый раствор после 6-й заморозки (9 циклов замораживания-оттаивания)

Fig. 3. Durov diagram for experimental pore waters from sulfide (gray) and oxide (orange) tailings

TDS – total dissolved solids, PW-0 – initial pore waters, PW-0* – initial pore waters after 140 days of freezing, PW-1 – pore waters after 1st freezing (3 days), PW-2 – pore waters after 2nd freezing (70 days), PW-3 – pore waters after 3rd freezing (9 days), PW-4 – pore waters after 4th freezing (3 freeze-thaw cycles), PW-5 – pore waters after 5th freezing (6 freeze-thaw cycles), PW-6 – pore waters after 6th freezing (9 freeze-thaw cycles)

В ходе заморозки в поровых водах минерализация постепенно снижается с 5,76 до 3,2 г/л, как и содержания сульфат- и фторид-анионов; содержание хлорид-иона распределено неравномерно, но также прослеживается тенденция снижения содержаний, а pH, наоборот, увеличивается с 2,34 до 3 (табл. 2).

Длительное непрерывное замораживание (табл. 2; рис. 4; PW-0*) приводит к увеличению содержания Fe и Mg, а также Ca относительно исходной поровой воды (табл. 2; рис. 4; PW-0); содержания элементов в этих водах максимальны среди всех этапов эксперимента, за исключением Ca. Содержания K на первом этапе эксперимента (PW-0, PW-0*) не меняется, Na – снижается после длительного вымораживания. Дальнейшее распределение Fe, Al, Mg, Na в поровых водах повторяет закономерность снижения содержа-

ний в ходе вымораживания (рис. 4; PW-1-6), как и в случае с отходами первичных руд. Только для Ca наблюдаются два пика, которые характеризуют начало новых этапов заморозки (рис. 4; PW-1 и PW-4). Для K наблюдаются пики на стадии PW-1 и PW-5.

Суммарное содержание элементов за все эти стадии (PW-1-6) выше значений в поровых водах из исходного замороженного 140 дней вещества (PW-0*), за исключением Fe и Mg, для которых суммарное содержание и содержание после длительного замораживания близки.

Если сравнивать с поровыми водами из отходов первичных руд, то видно, что для вод, отжатых из отходов руд зоны окисления, закономерности изменения параметров (pH, минерализации, содержаний хлорид-, сульфат-анионов, катионов) в ходе экспе-

римента схожи. Отличие между двумя типами вещества проявлены в том, что поровые воды из отходов первичных руд (табл. 2, PW-0) более минерализованы и более кислые за счет более высокого содержания сульфатов; в поровых водах из отходов руд зоны окисления (табл. 2, PW-0) наблюдается увеличение минерализации и сульфатов после длительной заморозки (140 дней).

Содержания ПТЭ в экспериментальных поровых растворах. Закономерности распределения Cu, Zn, Pb, Cd, As и Hg в экспериментальных растворах отходов разных типов отличаются (рис. 5). Во-первых, элементы можно разделить на группы, основываясь на зако-

номерностях их поведения в поровом растворе исходного вещества в зависимости от замораживания. В поровых водах, отжатых из отходов первичных руд, для Zn, Cd, Hg, As характерно увеличение их концентраций спустя 140 дней заморозки, тогда как содержания Cu не изменились, а содержания Pb снизились (см. рис. 5, PW-0, PW-0*). Для отходов руд зоны окисления на этом этапе эксперимента характерно увеличение концентраций Cu, As и снижение концентраций Zn, Cd, Hg, Pb (рис. 5, PW-0, PW-0*). Наибольшие концентрации элементов характерны для поровых вод из отходов первичных руд (табл. 2), что обусловлено составом вещества (см. табл. 1).

Таблица 2
Состав экспериментальных поровых растворов из вещества отходов первичных руд (ОПР) и отходов руд зоны окисления (ОРЗО) (мг/л, за исключением указанных)

Table 2

Composition of experimental pore waters from sulfide (ОПР) and oxide (ОРЗО) tailings (mg/L, except for those indicated)

Показатель	PW-0		PW-0*		PW-1		PW-2		PW-3		PW-4		PW-5		PW-6		КДР
	ОПР	ОРЗО	ОПР	ОРЗО	ОПР	ОРЗО	ОПР	ОРЗО	ОПР	ОРЗО	ОПР	ОРЗО	ОПР	ОРЗО	ОПР	ОРЗО	
pH	1,52	2,35	2,15	2,54	2,04	2,34	2,05	2,46	2,16	2,56	2,29	2,67	2,61	2,85	2,55	3	1,9
Eh, мВ	550	576	656	654	561	594	674	694	652	675	621	666	617	662	616	649	655
F	3,54	5,46	10,4	3,89	7,54	4,08	5,78	3,15	4,41	3,01	1,17	1,15	0,25	0,72	0,25	0,65	Н.д.
Cl	8,77	25,3	60,1	17,8	40,8	15,4	33,7	16,9	22,4	10	9,4	8,2	4,13	5,5	10,5	9,65	13
NO ₃	2,5	0,5	7,4	14,6	7,11	4,07	8,58	5,45	11,6	3,79	7,3	0,5	14,2	0,5	5,2	0,5	Н.д.
SO ₄	33 900	7 954	28 156	8 343	12 973	4 455	10 650	4 697	6 561	4 197	3 602	3 309	1 338	3 026	2 597	2 477	3 600
TDS, г/л	39,33	9,67	33,67	10,12	16,13	5,76	12,39	5,55	7,59	4,99	3,86	4,16	1,76	3,79	3,26	3,21	4,8
Fe	3835	486	4145	536	2047	151	1160	77	694	49	63	39	309	56	517	27	780
Al	719	320	326	349	403	164	210	108	110	68	56	53	17	34	31	30	>26
Ca	482	656	411	583	417	850	196	568	122	608	82	712	64	637	64	645	190
Mg	259	120	376	198	160	69	81	41	38	25	23	17	8,7	11	16	8	100
K	1,3	2,5	2,1	2,4	2,5	3,7	0,81	3,4	0,2	2,2	2,7	1,3	0,49	8,8	3,8	1,9	0,9
Na	35	55	30	20	21	19	13,7	14,1	8,8	10,2	2,7	8,8	4,2	1,3	3,8	5,6	17
Mn	30	14	32	19	18	8,6	11	6	6,8	3,1	3,4	2,1	1,1	1,3	2,1	0,7	17
Cu	21	2,3	21	2,9	15	1,3	7,8	1	5,1	0,6	2,6	0,5	0,81	0,31	2	0,57	2,5
Zn	29	27	84	26	17	14	11	10	6,5	5,3	4	4,2	1,4	2,5	2,8	1,8	11
Pb	0,98	0,24	0,07	0,018	1,2	0,01	0,93	0,15	0,91	0,11	0,67	0,005	0,28	0,005	2,3	0,01	0,11
Sr	1,4	1	1,6	1,1	1,4	0,7	0,022	0,016	0,011	0,008	0,55	0,41	0,87	0,37	0,45	0,93	0,59
Cd	0,048	0,024	0,058	0,02	0,029	0,015	0,022	0,016	0,011	0,008	0,007	0,0053	0,0074	0,0087	0,0061	0,0043	0,018
As	0,22	0,33	2,2	0,74	0,34	0,05	0,096	0,016	0,014	0,005	0,15	0,0061	0,013	0,0063	1,2	0,0088	0,63
Se	0,01	0,015	0,012	0,0067	0,04	0,005	0,062	0,1	0,017	0,032	0,021	0,014	0,033	0,011	0,01	0,0067	0,44
Au, мкг/л	0,97	0,067	0,81	0,025	1	0,054	0,17	0,025	0,16	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	1,2
Ag, мкг/л	10,2	8,3	16	3,4	9,7	1,7	3,4	0,58	2,4	0,28	0,4	0,15	0,5	0,15	1,3	0,5	0,3
Hg, мкг/л	14,5	5,77	82,6	2,05	70,8	3,9	11,4	2,8	10,2	1,7	5,1	3,3	1,3	3,4	19	3,2	11,4

Примечание. КДР – кислый дренажный ручей, по данным [Myagkaya et al., 2016a]; TDS – минерализация; PW-0 – исходный поровый раствор, PW-0* – исходный поровый раствор после 140 дней заморозки, PW-1 – поровый раствор после 1-й заморозки (3 дня), PW-2 – поровый раствор после 2-й заморозки (70 дней), PW-3 – поровый раствор после 3-й заморозки (9 дней), PW-4 – поровый раствор после 4-й заморозки (3 цикла замораживания-оттаивания), PW-5 – поровый раствор после 5-й заморозки (6 циклов замораживания-оттаивания), PW-6 – поровый раствор после 6-й заморозки (9 циклов замораживания-оттаивания).

Note. КДР – acid mine drainage, according to [Myagkaya et al., 2016a]; TDS – total dissolved solids, PW-0 – initial pore waters, PW-0* – initial pore waters after 140 days of freezing, PW-1 – pore waters after 1st freezing (3 days), PW-2 – pore waters after 2nd freezing (70 days), PW-3 – pore waters after 3rd freezing (9 days), PW-4 – pore waters after 4th freezing (3 freeze-thaw cycles), PW-5 – pore waters after 5th freezing (6 freeze-thaw cycles), PW-6 – pore waters after 6th freezing (9 freeze-thaw cycles).

В ходе дальнейшего замораживания элементы тоже разделяются на группы (рис. 5, PW-1-6). Первая группа – с постепенным снижением концентраций (Cu, Zn, Cd и As). При общей тенденции снижения концентраций Cd наблюдаются некоторые увеличения элемента в растворах из отходов руд зоны окисления (табл. 2). В растворах отходов первичных руд наблюдается увеличение

концентрации As, которое начинается при 3-кратном чередовании замораживания и оттаивания (рис. 5, PW-4) и продолжается до 6-кратного чередования включительно (рис. 5, PW-5). В растворах из отходов руд зоны окисления увеличение концентрации As начинается с 3-кратного чередования (табл. 2, PW-4) и продолжается вплоть до 9-кратного (табл. 2, PW-6).

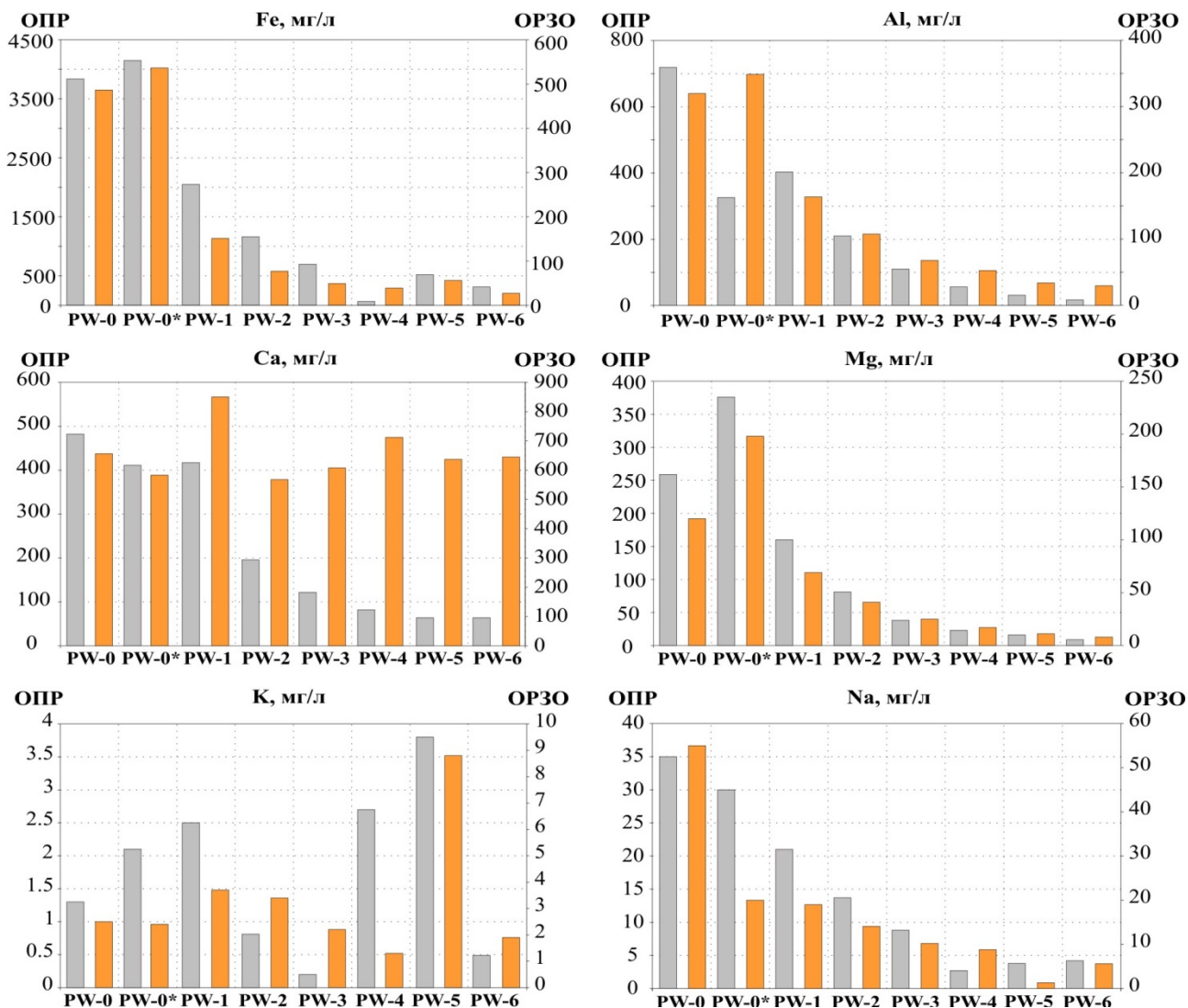


Рис. 4. Содержания основных катионов в экспериментальных поровых растворах из отходов первичных руд (серый цвет; ОПР) и отходов руд зоны окисления (оранжевый цвет; ОРЗО)

PW-0 – исходный поровый раствор, PW-0* – исходный поровый раствор после 140 дней заморозки, PW-1 – поровый раствор после 1-й заморозки (3 дня), PW-2 – поровый раствор после 2-й заморозки (70 дней), PW-3 – поровый раствор после 3-й заморозки (9 дней), PW-4 – поровый раствор после 4-й заморозки (3 цикла замораживания-оттаивания), PW-5 – поровый раствор после 5-й заморозки (6 циклов замораживания-оттаивания), PW-6 – поровый раствор после 6-й заморозки (9 циклов замораживания-оттаивания)

Fig. 4. The contents of the main cations in experimental pore waters from sulfide (gray, ОПР) and oxide (orange, ОРЗО) tailings

PW-0 – initial pore waters, PW-0* – initial pore waters after 140 days of freezing, PW-1 – pore waters after 1st freezing (3 days), PW-2 – pore waters after 2nd freezing (70 days), PW-3 – pore waters after 3rd freezing (9 days), PW-4 – pore waters after 4th freezing (3 freeze-thaw cycles), PW-5 – pore waters after 5th freezing (6 freeze-thaw cycles), PW-6 – pore waters after 6th freezing (9 freeze-thaw cycles)

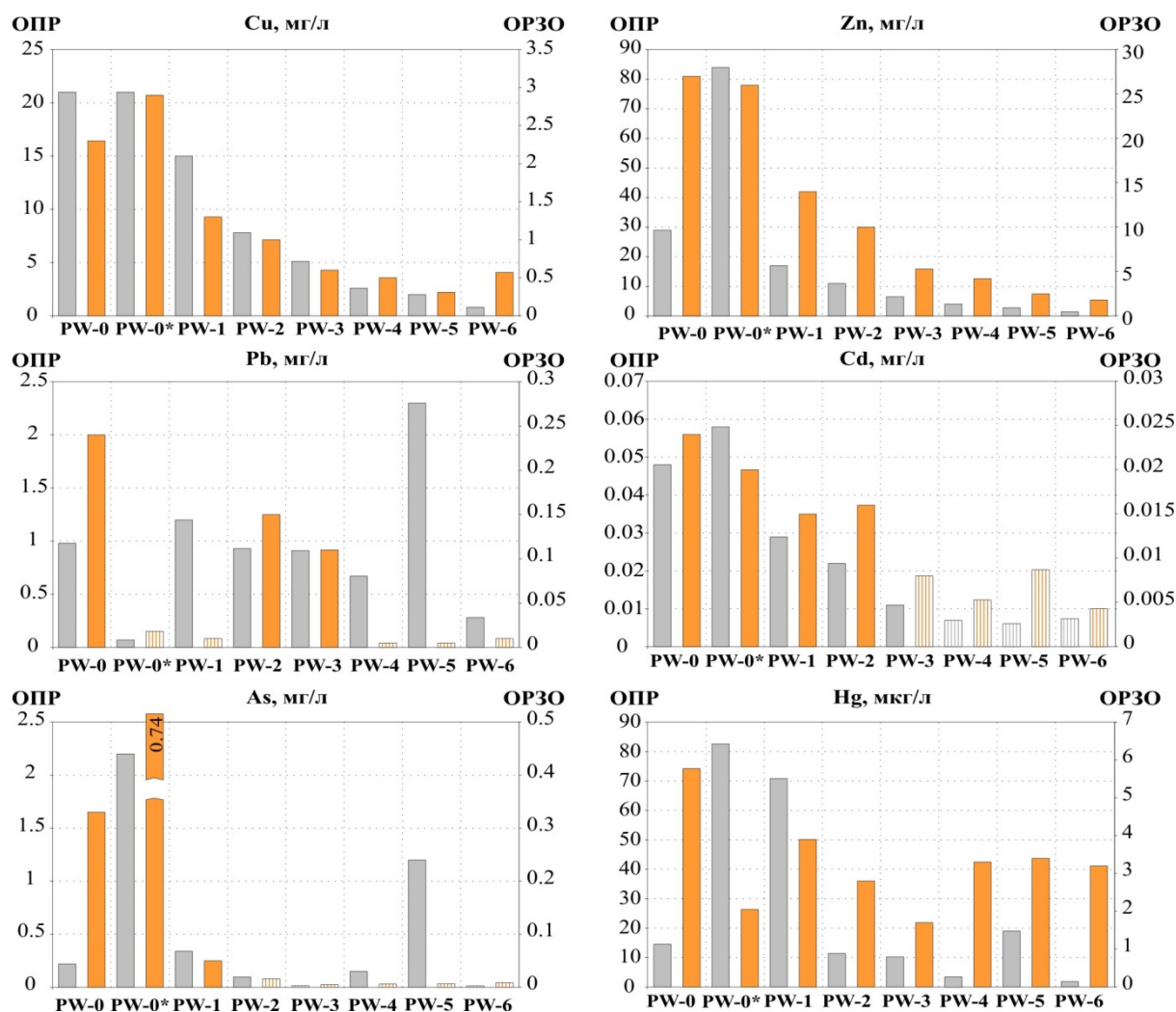


Рис. 5. Содержания потенциально токсичных элементов в экспериментальных поровых растворах из отходов первичных руд (серый цвет, ОПР) и отходов руд зоны окисления (оранжевый цвет, ОРЗО)

PW-0 – исходный поровый раствор, PW-0* – исходный поровый раствор после 140 дней заморозки, PW-1 – поровый раствор после 1-й заморозки (3 дня), PW-2 – поровый раствор после 2-й заморозки (70 дней), PW-3 – поровый раствор после 3-й заморозки (9 дней), PW-4 – поровый раствор после 4-й заморозки (3 цикла замораживания-оттаивания), PW-5 – поровый раствор после 5-й заморозки (6 циклов замораживания-оттаивания), PW-6 – поровый раствор после 6-й заморозки (9 циклов замораживания-оттаивания)

Fig. 5. The contents of potentially toxic elements in experimental pore waters from sulfide (gray, ОПР) and oxide (orange, ОРЗО) tailings

PW-0 – initial pore waters, PW-0* – initial pore waters after 140 days of freezing, PW-1 – pore waters after 1st freezing (3 days), PW-2 – pore waters after 2nd freezing (70 days), PW-3 – pore waters after 3rd freezing (9 days), PW-4 – pore waters after 4th freezing (3 freeze-thaw cycles), PW-5 – pore waters after 5th freezing (6 freeze-thaw cycles), PW-6 – pore waters after 6th freezing (9 freeze-thaw cycles).

Вторая группа – с неравномерным распределением (Pb, Hg). В поровых водах отходов первичных руд наблюдаются два пика Pb, первый после 3-дневной заморозки (рис. 5, PW-1), второй – после 6-кратного чередования замораживания и оттаивания (рис. 5, PW-5). В отходах руд зоны окисления 70-дневное замораживание (рис. 5, PW-2) приводит к наиболее активному выщелачиванию Pb. Содержания Hg рас-

пределены неравномерно только в экспериментальных растворах отходов руд зоны окисления, где наблюдается увеличение содержаний в начале каждого типа замораживания (рис. 5, PW-1 и PW-4-5). В растворах из отходов первичных руд содержания постепенно снижаются по мере заморозки.

В целом для поровых вод отходов обоих типов наблюдается преобладание элементов в растворах,

отжатых из отходов первичных руд, по сравнению с растворами из отходов руд зоны окисления. Однако наблюдаются скачки концентраций в растворах из отходов руд зоны окисления, превышающие концентрации в растворах из отходов первичных руд: As после первой заморозки (рис. 5, PW-1); Cd после 6-кратной заморозки (рис. 5, PW-5); Hg после 9-кратной заморозки (рис. 5, PW-6).

Суммарное содержание ПТЭ в поровых водах после стадий PW-1–6, аналогично катионам, выше по сравнению с исходными поровыми водами как перед заморозкой, так и после заморозки. Исключением являются Zn – для ОПР, As – для обоих типов отходов; для этих элементов не проявлено такой тенденции.

Содержания благородных металлов в экспериментальных поровых растворах. В отходах первичных руд замораживание в течение 3 дней привело к

наибольшему увеличению содержания Au (табл. 2, рис. 6, PW-1) относительно исходного порового раствора (рис. 6, PW-0) в отличие от длительного непрерывного замораживания (рис. 6, PW-0*). Последующие этапы замораживания (рис. 6, PW-2–3) сопровождались послаблением выщелачивания элемента. Чередование замораживания и оттаивания (рис. 6, PW-4–6) не привело к значительному выщелачиванию Au в отличие заморозки по несколько дней. В отходах руд зоны окисления процессы выщелачивания проявлены менее активно, чем в вышеописанном случае; здесь только 3-дневное замораживание привело к значительному выщелачиванию элемента (табл. 2, рис. 6, PW-1). Содержания Au в поровой воде в ходе дальнейших этапов замораживания были на уровне предела обнаружения, что не позволило достоверно оценить процесс (табл. 2, рис. 6).

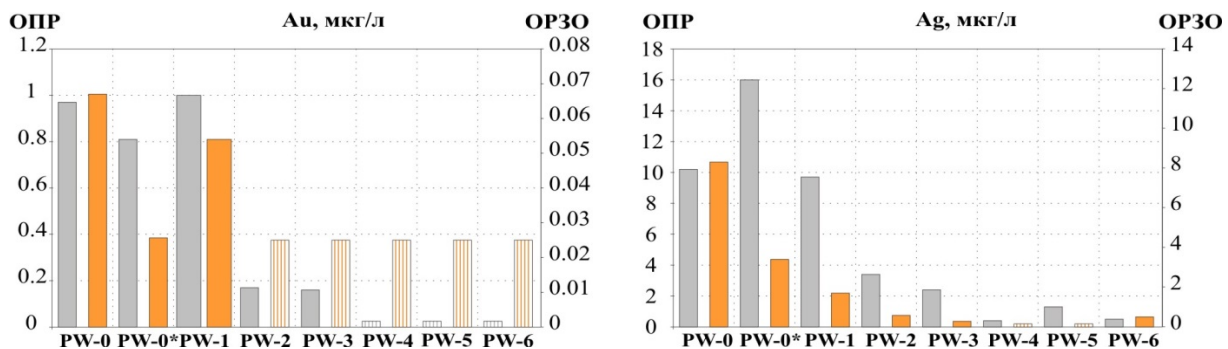


Рис. 6. Содержания Au и Ag в экспериментальных поровых растворах из отходов первичных руд (серый цвет, ОПР) и отходов руд зоны окисления (оранжевый цвет, ОРЗО)

PW-0 – исходный поровый раствор, PW-0* – исходный поровый раствор после 140 дней заморозки, PW-1 – поровый раствор после 1-й заморозки (3 дня), PW-2 – поровый раствор после 2-й заморозки (70 дней), PW-3 – поровый раствор после 3-й заморозки (9 дней), PW-4 – поровый раствор после 4-й заморозки (3 цикла замораживания-оттаивания), PW-5 – поровый раствор после 5-й заморозки (6 циклов замораживания-оттаивания), PW-6 – поровый раствор после 6-й заморозки (9 циклов замораживания-оттаивания)

Fig. 6. Au and Ag contents in experimental pore waters from sulfide (gray, ОПР) and oxide (orange, ОРЗО) tailings

PW-0 – initial pore waters, PW-0* – initial pore waters after 140 days of freezing, PW-1 – pore waters after 1st freezing (3 days), PW-2 – pore waters after 2nd freezing (70 days), PW-3 – pore waters after 3rd freezing (9 days), PW-4 – pore waters after 4th freezing (3 freeze-thaw cycles), PW-5 – pore waters after 5th freezing (6 freeze-thaw cycles), PW-6 – pore waters after 6th freezing (9 freeze-thaw cycles)

Интенсивное выщелачивание Ag из отходов первичных руд происходит после длительного замораживания вещества – содержания элемента в поровом растворе этой стадии (табл. 2, рис. 6, PW-0*) выше, чем в поровом растворе из исходного вещества (табл. 2, рис. 6, PW-0). Последующее вымораживание вещества сопровождается выщелачиванием серебра, и активность процесса снижается с каждой степенью (табл. 2, рис. 6, PW-1–6).

Экспериментальные растворы, отжатые из отходов руд зоны окисления, обогащены серебром меньше, чем

растворы, отжатые из отходов первичных руд. Замораживание вещества, как непрерывное, так и по стадиям (табл. 2, рис. 6, PW-0*, 1–6), сопровождается выходом элемента в раствор, но менее интенсивно, чем из отходов первичных руд (рис. 6). Каждая последующая стадия приводит к постепенному снижению содержания Ag в поровой воде (табл. 2, рис. 6, PW-1–6).

Суммарное содержание благородных металлов за все эти стадии (PW-1–6) выше значений в поровых водах из исходного замороженного в течение 140 дней вещества (PW-0*).

Обсуждение результатов

Формирование кислых дренажных растворов в районах с холодным климатом является известным явлением [Lacelle et al., 2007; Moncur et al., 2014; Ali et al., 2019]. С одной стороны, известно, что при отрицательных температурах скорость окисления пирита снижается [Ahonen, Tuovinen, 1992], как и активность многих микроорганизмов (они способны сохранять жизнеспособность в условиях холодового анабиоза в течение длительного времени) [Абызов, Мицкевич, Поглазова, 2011]. С другой стороны, показано, что окисление сульфидов возможно даже зимой. Происходит значительное увеличение концентраций растворенных веществ, что приводит к снижению точки замерзания. Это позволяет психрофильным микробам (жизнедеятельность обычно при температуре $<0\text{ }^{\circ}\text{C}$, максимальные температуры существования $<21\text{ }^{\circ}\text{C}$) окислять сульфиды [Meldrum et al., 2001]. Окислительное выщелачивание сульфидов, по разным данным, возможно при отрицательных температурах и в $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Coulombe et al., 2012] и $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Elberling, 2005].

Наша экспериментальная работа, проводимая при температуре от $+25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (этап оттаивания) до $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ (этап замораживания), показывает, что поровые растворы, отжатые из вещества отходов на всех этапах эксперимента, являются высокоминерализованными, сильно кислыми, от солоноватых до рассолов сульфатного типа (см. рис. 3, табл. 2). По геохимическим характеристикам они близки кислым дренажным растворам [Blowes et al., 2003; Favas et al., 2016]. Исходные поровые растворы, растворы после 140 дней непрерывной заморозки вещества и после 1–3 стадий заморозок (3–70 дней) как отходов первичных руд, так и отходов руд зоны окисления обладают более высокой минерализацией (табл. 2), чем растворы кислого дренажного ручья (TDS 4,8 г/л) Урского хвостохранилища [Myagkaya et al., 2016a], откуда было привезено вещество для экспериментов. После 3-, 6- и 9-кратного чередования циклов замораживания и оттаивания (4–6 стадии эксперимента) поровые растворы обоих типов вещества имеют минерализацию ниже, чем воды кислого дренажного ручья Урского хвостохранилища. Дренажный ручей обладает более кислотными условиями (pH 1,9, Eh 655 мВ), чем основная часть экспериментальных растворов (табл. 2). Содержания Fe, Al, Ca, Mg, K, Na в начальных экспериментальных поровых растворах отходов обоих типов выше, чем в дренажном ручье [Myagkaya et al., 2016a], а со стадии PW-2–3 содержания снижаются или сопоставимы со значениями дренажного ручья. Повышенные концентрации потенциально токсичных элементов (Cu, Zn, Cd,

Pb, As, Hg) в поровых водах из отходов первичных руд относительно кислого дренажного ручья наблюдаются не на каждой стадии эксперимента (табл. 2), как и для отходов руд зоны окисления.

В районах с холодным климатом, где перепады температур являются частым явлением, состав дренажных вод довольно широко варьирует, но они по-прежнему характеризуются высоким содержанием растворенных металлов, сульфат-аниона и низким значением pH <3 [Ali et al., 2019]. Поровые растворы сульфидных отходов одного из многочисленных объектов [Pearce et al., 2011] Канады характеризуются как экстремально загрязненные (pH 0,67, SO_4 280 000 мг/л, Fe 129 000 мг/л, Zn 55 000 мг/л, Al 7 200 мг/л, Cd 97 мг/л, Cu 1 600 мг/л, Pb 8 мг/л, As 40 мг/л) [Moncur et al., 2005]. В другой Арктической области Канады (Территория Юкон) охарактеризованы поверхностные воды (pH 3,1, минерализация выше 4,2 г/л, Fe 133 мг/л, Ca 368 мг/л, Al 66,3 мг/л, Zn 4,8 мг/л и SO_4 2 872 мг/л) в зоне влияния дренажных растворов (pH 3,1, минерализация выше 5 г/л, Fe 459 мг/л, Ca 418 мг/л, Al 83,6 мг/л и SO_4 3 915 мг/л) [Lacelle et al., 2007]. Геохимические особенности экспериментальных поровых растворов из отходов Урского хвостохранилища (табл. 2), а также состав самого раствора дренажного ручья [Myagkaya et al., 2016a] также характеризуются как экстремально обогащенные.

В ходе циклов замораживания-оттаивания нами установлено, что pH поровых вод колебался от 1,52–3, увеличиваясь в ходе эксперимента; снижается TDS (в диапазоне воды, переходные в рассол – соленые воды) и содержания сульфат-, хлорид- и фторид-анионов. При этом содержания сульфатов и TDS в поровых растворах отходов первичных руд, по сравнению с растворами из отходов руд зоны окисления, выше до стадий с чередующимися циклами замораживания-оттаивания, а далее они близки для обоих типов отходов. В поровых растворах отходов руд зоны окисления наблюдается увеличение TDS и содержаний сульфатов после длительной заморозки (140 дней) на фоне немороженного вещества, в отличие от отходов первичных руд. Предполагается, что из-за разных форм нахождения серы в отходах (сульфидная преобладает в ОПР; сульфатная – в ОРЗО [Myagkaya et al., 2016a]) процесс окислительного выщелачивания в отходах руд зоны окисления проходит легче и более плавно, в отличие от вещества отходов первичных руд.

Перепады температуры оказывают влияние на стабильность тиосолей (тиосульфата, $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$), тритионата ($\text{S}_3\text{O}_6^{2-}$) и тетротиионата ($\text{S}_4\text{O}_6^{2-}$) в дренажных водах. При температуре ниже $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ и pH 3–8 они стабильны [Miranda-Trevino et al., 2013], что ограни-

чивает их окисление при отрицательных температурах. Но при последующем потеплении их окисление продолжается, что способствует увеличению концентрации сульфата в растворе [Киуисак, 2014]. Явление замедленного окисления тиосолей не исключается в ходе циклов замораживания и оттаивания. Можно предполагать, что данный процесс будет доминировать в веществе отходов руд зоны окисления.

Закономерности выщелачивания Fe, Al и Mg, Na как из вещества первичных руд, так и из вещества руд зоны окисления близки – снижается интенсивность выщелачивания с каждым новым этапом эксперимента. Для большей части рассматриваемых потенциально токсичных элементов (Cu, Zn, Cd, Pb, As, Hg) наблюдается схожее поведение в эксперименте. Некоторые отклонения установлены в поровых водах из отходов руд зоны окисления, что, возможно, обусловлено составом вещества. Длительное вымораживание сопровождается более активным выщелачиванием элементов, чем последующие стадии эксперимента. При этом закономерность снижения хлорид-ионов в поровых водах из отходов обоих типов совпадает с закономерностью снижения содержаний Al, Mg, Na, демонстрируя растворение алюмосиликатов [Seal, Hammarstrom, 2003]. Близкая закономерность снижения содержаний сульфата и Zn, Cu, Fe отражает растворение сульфатов металлов [Blowes et al., 2003; Favas et al., 2016].

Таким образом, более минерализованные поровые воды, полученные в ходе эксперимента, по сравнению с дренажным раствором, а также увлечение ряда элементов (Fe, Al, K, Mg, Cu, Zn) в поровых водах замороженного исходного вещества дают основание предполагать, что перепады температуры увеличивают интенсивность окислительного выщелачивания вещества отходов. По полученным результатам видно, что отрицательные температуры действительно влияют на процессы выщелачивания тяжелых металлов из отходов обогащения – процесс происходит наиболее интенсивно при первом перепаде температур, а дальнейшие циклы замораживания-оттаивания сопровождаются менее интенсивным выщелачиванием. Процессы выщелачивания при отрицательных температурах, которые рассматриваются преимущественно на природных зонах окисления, объясняются многими исследователями эффектом криоконцентрирования. Оно сопровождается вымораживанием воды из сернокислых растворов, тем самым концентрируя их. В районах многолетней мерзлоты были установлены подобные процессы, которые описаны в ряде работ [Elberling, 2005; Lacelle et al., 2007; Ethier et al., 2012]. На территории потока рассеяния Урского хвостохранилища ранее изучались снеготалые воды. Снеготалые

ручьи, стекающие по потоку рассеяния, тоже кислые (pH 1,9–2,2). Наименьший уровень pH отмечен в ручье, текущем по потоку рассеяния, покрытого отходами руд зоны окисления. Основной ионный состав талых вод – Al-Ca-Fe-сульфатный. Показано, что в весенний период отмечаются более высокие концентрации Hg, Al, Fe, Cu, Zn, Pb в снеготалом ручье, стекающем по части потока рассеяния, покрытой отходами руд зоны окисления. Содержания халькофильных, литофильных, сидерофильных элементов в талых водах, текущих по отходам руд зоны окисления, сопоставимы со значениями в дренажном растворе, за исключением Na и Pb. В снеготалом ручье, стекающем по отходам первичных руд, содержания, наоборот, ниже [Густайтис, Мягкая, Чумбаев, 2014; Мягкая, Густайтис, Чумбаев, 2014].

Поведение благородных металлов в циклах замораживания и оттаивания показало, что активное выщелачивание происходит преимущественно при длительном замораживании, а в ходе дальнейшего замораживания интенсивность снижается. Содержания Au и Ag в экспериментальных растворах из отходов первичных руд выше (Au 0,025–1 и Ag 0,4–16 мкг/л соответственно), чем из отходов руд зоны окисления (Au 0,025–0,067 и Ag 0,15–13 мкг/л соответственно). Однако в более раннем исследовании показано, что в талой воде в области потока рассеяния, перекрытой отходами первичных руд, содержание Au (0,14–0,2 мкг/л) и Ag (2,8–3,3 мкг/л) ниже, чем в области, перекрытой отходами руд зоны окисления Au (1,2–1,4 мкг/л) и Ag (3,4–25 мкг/л), что выше, чем в дренажных водах. Возможно, разница связана с неравномерным распределением элементов в исходном веществе отходов, не исключено, что условия эксперимента были более интенсивными, чем процесс природного снеготаяния. Высокие концентрации элементов в талых водах, переносащих отходы руд зоны окисления, вероятнее всего, связаны с предварительным окислением отходов, что делает формы нахождения Au, Ag и других элементов более доступными для легкой мобилизации [Мягкая, Густайтис, Чумбаев, 2014]. Увеличения содержаний элементов весной, как предполагается, связано с промерзанием сульфидсодержащего вещества, что приводит к формированию высококонцентрированных сернокислых растворов [Иванов, Базарова, 1985]. За счет привноса N₂ из атмосферы и промерзания растворов, в них концентрируется HNO₂. Как результат возможно усиление окислительного разложения минералов [Маркович, 2009]. Аналогично должна концентрироваться и HCl. Подобные процессы возможны и в ходе экспериментов по замораживанию.

Исходя из полученных результатов предполагается, что процессы, происходящие в весенний пери-

од на территории Урского хвостохранилища, способствуют более интенсивному загрязнению окружающей среды. Это вызвано тем, что в весенний период наблюдаются довольно частые колебания температуры даже в течение дня, что может вызывать пульсирующее поступление тяжелых металлов в природную систему, находящуюся в зоне техногенного влияния. В частности, в реку Ур (приток р. Иня), которая находится в ореоле рассеяния Урского хвостохранилища, непосредственно впадают снеготалые и дренажные растворы, криоконцентрирование которых усугубляет экологическую обстановку в этом водоеме весной. В связи с вышесказанным возникает необходимость применения превентивных мер, одним из таковых является применение термоизоляционных покрытий отвалов [Kuhn, Elberling, 2001; Sinclair et al., 2015].

Заключение

В ходе проведенных исследований было изучено влияние криопроцессов на миграционную способность элементов из отходов обогащения высокосульфидных руд. Установлено, что выщелачивание элементов имеет место при перепадах температуры (от -20 до $+25$ °C) на всех стадиях эксперимента; формирующиеся в ходе циклов замораживания-оттаивания поровые растворы по геохимическим характеристикам соответствуют кислым дренажным растворам.

Длительное непрерывное замораживание отходов первичных руд (по сравнению с немороженным веществом), приводит к увеличению содержаний Fe, Mg, Zn, Cd, As, F, Cl, NO_3 , Ag, и Hg в поровых растворах; отходов руд зоны окисления – Fe, Al, Mg,

Cu, As, NO_3 , SO_4 , TDS. В последующих циклах замораживания-оттаивания снижается интенсивность выщелачивания элементов: происходит постепенное снижение TDS, содержаний сульфат- и хлорид-анионов, ПТЭ относительно исходного немороженного вещества, тогда как pH увеличивается. Закономерности выщелачивания Au и Ag из отходов обогащения при отрицательной температуре повторяют закономерность выхода остальных элементов – наиболее активно процесс происходит в начале эксперимента, а последующее вымораживание приводит к ослабеванию выщелачивания элементов.

Интенсивность окислительного выщелачивания наиболее активна в двух случаях. Первый – непрерывное длительное замораживание вещества приводит к значительному повышению минерализации и содержаний элементов в поровых растворах по сравнению с содержаниями в поровых растворах исходного немороженного вещества. Второй – первые этапы чередования циклов замораживания и оттаивания, которые приводят к более интенсивному процессу выщелачивания, чем последующие стадии. С каждой новой стадией степень выщелачивания снижается. Предполагается, что из-за разных форм нахождения серы в отходах (сульфидная преобладает в ОПР; сульфатная – в ОРЗО) процесс окислительного выщелачивания в отходах руд зоны окисления проходит легче и более плавно, в отличие от вещества отходов первичных руд.

Полученные результаты могут быть положены в основу разработки новых, современных методов обеспечения экологической безопасности (например, термоизоляционные покровы) на территориях, прилегающих к подобным техногенным объектам.

Список источников

- Абызов С.С., Мицкевич И.Н., Поглазова М.Н. Влияние температуры на реактивацию микроорганизмов после длительного анабиоза в толще антарктического ледника // Актуальные проблемы нефти и газа. 2011. № 1 (3). С. 5.
- Густайтис М.А., Мягкая И.Н., Чумбаев А.С. Миграция ртути со снеготалыми водами в гидрографическую сеть, прилегающую к притоку рассеяния хвостохранилища, на примере отходов полиметаллических руд Ново-Урского месторождения (Кемеровская область) // VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов) : материалы конф. Новосибирск : РИЦ НГУ, 2014. С. 246–247.
- Иванов А.В., Базарова В.Б. Химическое выветривание пирита с водой и различными растворами при положительных и отрицательных температурах // Миграция химических элементов в криолитозоне : сб. ст. Новосибирск : Наука, 1985. С. 115–124.
- Маркович Т.И. Особенности кинетики окисления двухвалентного железа в процессе сернокислого выщелачивания пирротина с участием азотистой кислоты // Журнал физической химии. 2009. Т. 83, № 1. С. 33–36.
- Мягкая И.Н., Густайтис М.А., Чумбаев А.С. Сезонные колебания содержаний Au и Ag в техногенных растворах Урского хвостохранилища (Кемеровская область) // VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов) : материалы конф. Новосибирск : РИЦ НГУ, 2014. С. 305–306.
- Птицын А.Б., Маркович Т.И., Павлюкова В.А., Эпова Е.С. Особенности криогеохимических процессов в зоне окисления сульфидных месторождений (по экспериментальным данным) // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411, № 3. С. 381–383.
- Птицын А.Б., Маркович Т.И., Павлюкова В.А., Эпова Е.С. Моделирование криогеохимических процессов в зоне окисления сульфидных месторождений с участием кислородных соединений азота // Геохимия. 2007. № 7. С. 795–800.
- Хмелев В.А., Танасиенко А.А. Почвенные ресурсы Кемеровской области и основы их рационального использования. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2013. 476 с.
- Хусаинова А.Ш., Гаськова О.Л., Калинин Ю.А., Бортникова С.Б. Физико-химическая модель преобразования золота в продуктах переработки руд колчеданно-полиметаллических месторождений (Салаирский край, Россия) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 9. С. 1181–1193.

- Ahonen L., Tuovinen O.H.** Bacterial oxidation of sulfide minerals in column leaching experiments at suboptimal temperatures // *Applied and Environmental Microbiology*. 1992. V. 58, No. 2. P. 600–606.
- Ali H.E.B., Neculita C.M., Molson J.W., Maqsood A., Zagury G.J.** Performance of passive systems for mine drainage treatment at low temperature and high salinity: A review // *Minerals Engineering*. 2019. V. 134. P. 325–344.
- Blowes D., Ptacek C., Jambor J., Weisener C.** The geochemistry of acid mine drainage // *Environmental geochemistry*. 2003. V. 9. P. 149–204.
- Coulombe V., Bussière B., Côté J., Garneau P.** Performance of insulation covers to control acid mine drainage in cold environments // *Cold Regions Engineering 2012: Sustainable Infrastructure Development in a Changing Cold Environment*. 2012. P. 789–799.
- Dawson R.F., Morin K.A.** Acid mine drainage in permafrost regions: Issues, control strategies and research requirements. MEND Project 1.62.2. Department of Indian and Northern Affairs Canada, Ottawa. 1996. P. 1–68.
- Djebbi C., Chaabani F., Font O., Queralt I., Querol X.** Atmospheric dust deposition on soils around an abandoned fluorite mine (Hammam Zriba, NE Tunisia) // *Environmental research*. 2017. V. 158. P. 153–166.
- Dold B., Gonzalez-Toril E., Aguilera A., Lopez-Pamo E., Cisternas M.E., Bucchi F., Amils R.** Acid Rock Drainage and Rock Weathering in Antarctica: Important Sources for Iron Cycling in the Southern Ocean // *Environmental Science & Technology*. 2013. V. 47, No. 12. P. 6129–6136.
- Elberling B.** Temperature and oxygen control on pyrite oxidation in frozen mine tailings // *Cold Regions Science and Technology*. 2005. V. 41. P. 121–133.
- Ethier M.P., Bussiere B., Benzaazoua M.** Effect of temperature on the weathering of various waste rock types from the Raglan Mine // *Cold Regions Engineering 2012: Sustainable Infrastructure Development in a Changing Cold Environment*. 2012. P. 800–810.
- Favas P.J.C., Sarkar S.K., Rakshit D., Venkatachalam P., Prasad M.N.V.** Acid mine drainages from abandoned mines: hydrochemistry, environmental impact, resource recovery, and prevention of pollution // *Environmental Materials and Waste*. 2016. P. 413–462.
- Gustaytis M.A., Myagkaya I.N., Chumbaev A.S.** Hg in snow cover and snowmelt waters in high-sulfide tailing regions (Ursk tailing dump site, Kemerovo region, Russia) // *Chemosphere*. 2018. V. 202. P. 446–459.
- ISO 12846.** Water quality – determination of mercury – method using atomic absorption spectrometry (AAS) with and without enrichment. International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland. 2012.
- Kuyucak N.** Management of thiosalts in mill effluents by chemical oxidation or buffering in the lime neutralization process // *Minerals Engineering*. 2014. V. 60. P. 41–50.
- Kyhn C., Elberling B.** Frozen cover actions limiting AMD from mine waste deposited on land in Arctic Canada // *Cold regions science and technology*. 2001. V. 32, No. 2–3. P. 133–142.
- Lacelle D., Doucet A., Clark I.D., Lauriol B.** Acid drainage generation and seasonal recycling in disturbed permafrost near Eagle Plains, northern Yukon Territory, Canada // *Chemical Geology*. 2007. V. 243. P. 157–177.
- Langman J.B., Blowes D.W., Sinclair S.A., Krentz A., Amos R.T., Smith L.J.D., Pham H.N., Sego D.C., Smith L.** Early evolution of weathering and sulfide depletion of a low-sulfur, granitic, waste rock in an Arctic climate: A laboratory and field site comparison // *Journal of Geochemical Exploration*. 2015. V. 156. P. 61–71.
- Lazareva E.V., Myagkaya I.N., Kirichenko I.S., Gustaytis M.A., Zhmodik S.M.** Interaction of natural organic matter with acid mine drainage: In-situ accumulation of elements // *Science of the Total Environment*. 2019. V. 660. P. 468–483.
- Meldrum J.L., Jamieson H.E., Dyke L.D.** Oxidation of mine tailings from Rankin Intel, Nunavut, at subzero temperatures // *Canadian Geotechnical Journal*. 2001. V. 38. P. 957–966.
- Miranda-Trevino J.C., Pappoe M., Hawboldt K., Bottaro C.** The importance of thiosalts speciation: review of analytical methods, kinetics, and treatment // *Critical reviews in environmental science and technology*. 2013. V. 43, No. 19. P. 2013–2070.
- Moncur M.C., Ptacek C.J., Blowes D.W., Jambor J.L.** Release, transport and attenuation of metals from an old tailings impoundment // *Applied geochemistry*. 2005. V. 20, No. 3. P. 639–659.
- Moncur M.C., Ptacek C.J., Hayashi M., Blowes D.W., Birks S.J.** Seasonal cycling and mass-loading of dissolved metals and sulfate discharging from an abandoned mine site in northern Canada // *Applied Geochemistry*. 2014. V. 41. P. 176–188.
- Myagkaya I.N., Lazareva E.V., Gustaytis M.A., Zhmodik S.M.** Gold and silver in a system of sulfide tailings. Part 1: Migration in water flow // *Journal of Geochemical Exploration*. 2016a. V. 160. P. 16–30.
- Myagkaya I.N., Lazareva E.V., Gustaytis M.A., Zhmodik S.M.** Gold and silver in a system of sulfide tailings. Part 2: Reprecipitation on natural peat // *Journal of Geochemical Exploration*. 2016b. V. 165. P. 8–22.
- Myagkaya I.N., Lazareva E.V., Zaikovskii V.I., Zhmodik S.M.** Interaction of natural organic matter with acid mine drainage: authigenic mineralization (case study of Ursk sulfide tailings, Kemerovo region, Russia) // *Journal of Geochemical Exploration*. 2020. V. 211. P. 106456.
- Myagkaya I.N., Saryg-ool B.Yu., Surkov O.N., Zhmodik S.M., Lazareva E.V., Taran O.P.** Natural organic matter from the dispersion train of gold sulfide tailings: fraction compositions and speciation of elements // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2021. V. 21, No. 1. P. geochem2020-052.
- Park I., Tabin C.B., Jeon S., Li X., Seno K., Ito M., Hiroyoshi N.** A review of recent strategies for acid mine drainage prevention and mine tailings recycling // *Chemosphere*. 2019. V. 219. P. 588–606.
- Pearce T.D., Ford J.D., Prno J., Duerden F., Pittman J., Beaumier M., Berrang-Ford L., Smit B.** Climate change and mining in Canada // *Mitigation and adaptation strategies for global change*. 2011. V. 16, No. 3. P. 347–368.
- Santofimia E., López-Pamo E., Palomino E.J., González-Toril E., Aguilera Á.** Acid rock drainage in Nevado Pastoruri glacier area (Huascarán National Park, Perú): hydrochemical and mineralogical characterization and associated environmental implications // *Environmental Science and Pollution Research*. 2017. V. 24, No. 32. P. 25243–25259.
- Saryg-ool B.Yu., Myagkaya I.N., Kirichenko I.S., Gustaytis M.A., Shuvaeva O.V., Zhmodik S.M., Lazareva E.V.** Redistribution of elements between wastes and organic-bearing material in the dispersion train of gold-bearing sulfide tailings: Part I. Geochemistry and mineralogy // *Science of the Total Environment*. 2017. V. 581. P. 460–471.
- Saryg-ool B.Yu., Myagkaya I.N., Kirichenko I.S., Gustaytis M.A., Shuvaeva O.V., Zhmodik S.M., Lazareva E.V.** Redistribution and speciation of elements in gold-bearing sulfide mine tailings interbedded with natural organic matter: case study of Novo-Ursk deposit, Kemerovo Region, Siberia // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2020. V. 20, No. 3. P. 323–336.

Seal R.R., Hammarstrom J.M. Geoenvironmental models of mineral deposits: examples from massive sulfide and gold deposits // Environmental aspects of mine wastes: Mineralogical Association of Canada in Jambor J.L., Blowes D.W., Ritchie A.I.M. eds. Ottawa. 2003. V. 31. P. 11–50.

Sinclair S.A., Pham N., Amos R.T., Sego D.C., Smith L., Blowes D.W. Influence of freeze-thaw dynamics on internal geochemical evolution of low sulfide waste rock // Applied Geochemistry. 2015. V. 61. P. 160–174.

References

Abyzov S.S., Mitskevich I.N., Poglazova M.N. Effect of temperature on the reactivation of microorganisms after a long anabiosis deep in a glacier in Antarctica // Actual problems of oil and gas. No.1(3). pp. 5. In Russian

Gustaytis M.A., Myagkaya I.N., Chumbaev A.S. *Migratsiya ruti so snegotalymi vodami v gidrograficheskuyu set', privileyushchuyu k pritoku rasseyaniya khvostokhranilishcha, na primere otkhodov polimetallicheskikh rud Novo-Urskogo mestorozhdeniya (Kemerovskaya oblast')* [Migration of mercury with snowmelt waters into the hydrographic network adjacent to the tributary of the tailing dump, as exemplified by the waste of polymetallic ores from the Novo-Ursk deposit (Kemerovo region)] // VII Siberian Scientific and Practical Conference of Early Career Scientists on Earth Sciences (with the participation of foreign specialists): Conference Proceedings / Novosibirsk State University. Novosibirsk: NSU Publ., 2014. pp. 246–247. In Russian

Ivanov A.V., Bazarova V.B. *Khimicheskoe vyvetrивание pirita s vodoy i razlichnymi rastvorami pri polozhitel'nykh i otritsatel'nykh temperaturakh* [Chemical weathering of pyrite with water and various solutions at positive and negative temperatures] // Collection of articles "Migration of chemical elements in permafrost". Novosibirsk: Nauka, 1985. pp. 115–124. In Russian

Markovich T.I. The special features of the kinetics of oxidation of divalent iron during sulfuric acid leaching of pyrrhotine with the participation of nitrous acid // Russian Journal of Physical Chemistry A. 2009. V. 83. No. 1. pp. 25–28.

Myagkaya I.N., Gustaytis M.A., Chumbaev A.S. *Sezonnye kolebaniya sodержaniy Au i Ag v tekhnogennykh rastvorakh Urskogo khvostokhranilishcha (Kemerovskaya oblast')* [Seasonal fluctuations of Au and Ag contents in technogenic solutions of the Ursk tailing dump (Kemerovo region)] // VII Siberian Scientific and Practical Conference of Early Career Scientists on Earth Sciences (with the participation of foreign specialists): Conference Proceedings / Novosibirsk State University. Novosibirsk: NSU Publ., 2014. pp. 305–306. In Russian

Ptitsyn A.B., Markovich T.I., Pavlyukova V.A., Epova E.S. The characteristics of cryochemochemistry processes at the oxidation zone of the sulfide deposits (by the experimental data) // Doklady Earth Sciences. 2006. V. 411. No. 3. pp. 381–383. In Russian

Ptitsyn A.B., Markovich T.I., Pavlyukova V.A., Epova E.S. Modeling cryochemochemical processes in the oxidation zone of sulfide deposits with the participation of oxygen-bearing nitrogen compounds // Geochemistry International. 2007. V. 45. No. 7. pp. 726–731.

Khmelev V.A., Tanasienko A.A. *Pochvennye resursy Kemerovskoy oblasti i osnovy ih racional'nogo ispol'zovaniya* [Soil Resources of Kemerovo Region and Basis Their Conservation]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2013. 477 p. In Russian

Khusainova A.S., Gaskova O.L., Kalinin Y.A., Bortnikova S.B. A Physicochemical Model of Gold Transformation in the Wastes of Processed Pyrite–Polymetallic Ores (Salair Ridge, Russia). Russian Geology and Geophysics, 2020, V. 61. No. 9. pp. 964–975.

Ahonen L., Tuovinen O.H. Bacterial oxidation of sulfide minerals in column leaching experiments at suboptimal temperatures // Applied and Environmental Microbiology. 1992. V. 58. No.2. pp. 600–606.

Ali H.E.B., Neculita C.M., Molson J.W., Maqsoud A., Zagury G.J. Performance of passive systems for mine drainage treatment at low temperature and high salinity: A review // Minerals Engineering. 2019. V. 134. pp. 325–344.

Blowes D., Ptacek C., Jambor J., Weisener C. The geochemistry of acid mine drainage // Environmental geochemistry. 2003. V. 9. pp. 149–204.

Coulombe V., Bussière B., Côté J., Garneau P. Performance of insulation covers to control acid mine drainage in cold environments // Cold Regions Engineering 2012: Sustainable Infrastructure Development in a Changing Cold Environment. 2012. pp. 789–799.

Dawson R.F., Morin K.A. Acid mine drainage in permafrost regions: Issues, control strategies and research requirements. MEND Project 1.62.2. Department of Indian and Northern Affairs Canada, Ottawa. 1996. pp. 1–68.

Djebbi C., Chaabani F., Font O., Queralt I., Querol X. Atmospheric dust deposition on soils around an abandoned fluorite mine (Hammam Zriba, NE Tunisia) // Environmental research. 2017. V. 158. pp. 153–166.

Dold B., Gonzalez-Toril E., Aguilera A., Lopez-Pamo E., Cisternas M.E., Bucchi F., Amils R. Acid Rock Drainage and Rock Weathering in Antarctica: Important Sources for Iron Cycling in the Southern Ocean // Environmental Science & Technology. 2013. V. 47. No. 12. pp. 6129–6136.

Elberling B. Temperature and oxygen control on pyrite oxidation in frozen mine tailings // Cold Regions Science and Technology. 2005. V. 41. pp. 121–133.

Ethier M.P., Bussiere B., Benzaazoua M. Effect of temperature on the weathering of various waste rock types from the Raglan Mine // Cold Regions Engineering 2012: Sustainable Infrastructure Development in a Changing Cold Environment. 2012. pp. 800–810.

Favas P.J.C., Sarkar S.K., Rakshit D., Venkatachalam P., Prasad M.N.V. Acid mine drainages from abandoned mines: hydrochemistry, environmental impact, resource recovery, and prevention of pollution // Environmental Materials and Waste. 2016. pp. 413–462.

Gustaytis M.A., Myagkaya I.N., Chumbaev A.S. Hg in snow cover and snowmelt waters in high-sulfide tailing regions (Ursk tailing dump site, Kemerovo region, Russia) // Chemosphere. 2018. V. 202. pp. 446–459.

ISO 12846. Water quality – determination of mercury – method using atomic absorption spectrometry (AAS) with and without enrichment. International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland. 2012.

Kuyucak N. Management of thiosalts in mill effluents by chemical oxidation or buffering in the lime neutralization process // Minerals Engineering. 2014. V. 60. pp. 41–50.

Kyhn C., Elberling B. Frozen cover actions limiting AMD from mine waste deposited on land in Arctic Canada // Cold regions science and technology. 2001. V. 32. No. 2–3. pp. 133–142.

Lacelle D., Doucet A., Clark I.D., Lauriol B. Acid drainage generation and seasonal recycling in disturbed permafrost near Eagle Plains, northern Yukon Territory, Canada // Chemical Geology. 2007. V. 243. pp. 157–177.

Langman J.B., Blowes D.W., Sinclair S.A., Krentz A., Amos R.T., Smith L.J.D., Pham H.N., Sego D.C., Smith L. Early evolution of weathering and sulfide depletion of a low-sulfur, granitic, waste rock in an Arctic climate: A laboratory and field site comparison // *Journal of Geochemical Exploration*. 2015. V. 156. pp. 61–71.

Lazareva E.V., Myagkaya I.N., Kirichenko I.S., Gustaytis M.A., Zhmodik S.M. Interaction of natural organic matter with acid mine drainage: In-situ accumulation of elements // *Science of the Total Environment*. 2019. V. 660. pp. 468–483.

Meldrum J.L., Jamieson H.E., Dyke L.D. Oxidation of mine tailings from Rankin Intel, Nunavut, at subzero temperatures // *Canadian Geotechnical Journal*. 2001. V. 38. pp. 957–966.

Miranda-Trevino J.C., Pappoe M., Hawboldt K., Bottaro C. The importance of thiosalts speciation: review of analytical methods, kinetics, and treatment // *Critical reviews in environmental science and technology*. 2013. V. 43. No. 19. pp. 2013–2070.

Moncur M.C., Ptacek C.J., Blowes D.W., Jambor J.L. Release, transport and attenuation of metals from an old tailings impoundment // *Applied geochemistry*. 2005. V. 20. No. 3. pp. 639–659.

Moncur M.C., Ptacek C.J., Hayashi M., Blowes D.W., Birks S.J. Seasonal cycling and mass-loading of dissolved metals and sulfate discharging from an abandoned mine site in northern Canada // *Applied Geochemistry*. 2014. V. 41. pp. 176–188.

Myagkaya I.N., Lazareva E.V., Gustaytis M.A., Zhmodik S.M. Gold and silver in a system of sulfide tailings. Part 1: Migration in water flow // *Journal of Geochemical Exploration*. 2016a. V. 160. pp. 16–30.

Myagkaya I.N., Lazareva E.V., Gustaytis M.A., Zhmodik S.M. Gold and silver in a system of sulfide tailings. Part 2: Reprecipitation on natural peat // *Journal of Geochemical Exploration*. 2016b. V. 165. pp. 8–22.

Myagkaya I.N., Lazareva E.V., Zaikovskii V.I., Zhmodik S.M. Interaction of natural organic matter with acid mine drainage: authigenic mineralization (case study of Ursk sulfide tailings, Kemerovo region, Russia) // *Journal of Geochemical Exploration*. 2020. V. 211. pp. 106456.

Myagkaya I.N., Saryg-ool B.Yu., Surkov O.N., Zhmodik S.M., Lazareva E.V., Taran O.P. (2021). Natural organic matter from the dispersion train of gold sulfide tailings: fraction compositions and speciation of elements // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2021. V. 21. No. 1. pp. geochem2020-052.

Park I., Tabelin C.B., Jeon S., Li X., Seno K., Ito M., Hiroyoshi N. (2019). A review of recent strategies for acid mine drainage prevention and mine tailings recycling // *Chemosphere*. 2019. V. 219. pp. 588–606.

Pearce T.D., Ford J.D., Prno J., Duerden F., Pittman J., Beaumier M., Berrang-Ford L., Smit B. Climate change and mining in Canada // *Mitigation and adaptation strategies for global change*. 2011. V. 16. No. 3. pp. 347–368.

Santofimia E., López-Pamo E., Palomino E. J., González-Toril E., Aguilera A. Acid rock drainage in Nevado Pastoruri glacier area (Huascarán National Park, Perú): hydrochemical and mineralogical characterization and associated environmental implications // *Environmental Science and Pollution Research*. 2017. V. 24. No. 32. pp. 25243–25259.

Saryg-ool B.Yu., Myagkaya I.N., Kirichenko I.S., Gustaytis M.A., Shuvaeva O.V., Zhmodik S.M., Lazareva E.V. Redistribution of elements between wastes and organic-bearing material in the dispersion train of gold-bearing sulfide tailings: Part I. Geochemistry and mineralogy // *Science of the Total Environment*. 2017. V. 581. pp. 460–471.

Saryg-ool B.Yu., Myagkaya I.N., Kirichenko I.S., Gustaytis M.A., Shuvaeva O.V., Zhmodik S.M., Lazareva E.V. Redistribution and speciation of elements in gold-bearing sulfide mine tailings interbedded with natural organic matter: case study of Novo-Ursk deposit, Kemerovo Region, Siberia // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2020. V. 20. No. 3. pp. 323–336.

Seal R.R., Hammarstrom J.M. Geoenvironmental models of mineral deposits: examples from massive sulfide and gold deposits // *Environmental aspects of mine wastes: Mineralogical Association of Canada in Jambor J.L., Blowes D.W., Ritchie A.I.M. eds. Ottawa*. 2003. V. 31. pp. 11–50.

Sinclair S.A., Pham N., Amos R.T., Sego D.C., Smith L., Blowes D.W. Influence of freeze-thaw dynamics on internal geochemical evolution of low sulfide waste rock // *Applied Geochemistry*. 2015. V. 61. pp. 160–174.

Информация об авторах:

Мягкая И.Н., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: i_myagkaya@igm.nsc.ru

Сарыг-оол Б.Ю., научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: sarygool@igm.nsc.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Myagkaya I.N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: i_myagkaya@igm.nsc.ru

Saryg-ool Bagai-ool Yu., Researcher, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: sarygool@igm.nsc.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 08.10.2021; одобрена после рецензирования 04.02.2022; принята к публикации 12.09.2022

The article was submitted 08.10.2021; approved after reviewing 04.02.2022; accepted for publication 12.09.2022

Научная статья
УДК 550.4-550.9
doi: 10.17223/25421379/24/6

СЕЛЕН В ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМАХ ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Георгий Александрович Юргенсон¹, Мария Анатольевна Солодухина²,
Роман Андреевич Филенко³, Лариса Альфредасовна Михайлова⁴



^{1, 2, 3} Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия

⁴ Читинская государственная медицинская академия, Чита, Россия

¹ yurgga@mail.ru

² mabn@ya.ru

³ filrom@yandex.ru

⁴ mihailova-la@mail.ru

Аннотация. В связи с проблемой селенодефицита в Забайкалье изучение содержания селена в почвах, лежалых хвостах обогащения руд, заполняющих хвостохранилища, и произрастающих здесь растений является весьма актуальной задачей. Содержание Se в почвах составляет 0,3–3,46 г/т, в хвостах обогащения – от 0,3 до 3,1; в наземных частях растений варьирует от 0,004 до 0,21 г/т. Максимальны содержания его в растениях, произрастающих на почвах (0,02 г/т) и хвостах обогащения руд (0,07–0,21 г/т) олово-полиметаллических месторождений, 0,01–0,03 молибденовых и 0,02–0,04 г/т золоторудных.

Ключевые слова: селен, геосистема, почва, растения, селенодефицит, хвосты обогащения руд, овощи

Источник финансирования: тема № 0309-2021-0005 Сибирского отделения РАН.

Для цитирования: Юргенсон Г.А., Солодухина М.А., Филенко Р.А., Михайлова Л.А. Селен в природно-антропогенных геосистемах горнопромышленных территорий Забайкалья // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 93–108. doi: 10.17223/25421379/24/6

Original article
doi: 10.17223/25421379/23/6

SELENIUM IN NATURAL-ANTHROPOGENIC GEOSYSTEMS OF MINING AREAS OF TRANSBAIKALIA

Georgi A. Yurgenson¹, Mariya A. Solodukhina², Roman A. Filenko³, Larisa A. Mikhailova⁴

^{1, 2, 3} Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia

⁴ Chita State Medical Academy, Chita, Russia

¹ yurgga@mail.ru

² mabn@ya.ru

³ filrom@yandex.ru

⁴ mihailova-la@mail.ru

Abstract. In connection with the problem of selenium deficiency and the widespread development in Transbaikalia of white muscle disease in domestic ungulates, cardiac arrhythmia and cancer in humans, a comparative study of the selenium content in soils and ore dressing tailings of tailing dumps and plants growing here is very relevant. Selenium is a common companion of sulfur and almost always accompanies it in natural sulfides or creates its own mineral phases. In Transbaikalia, where ore deposits are widespread, the main useful components of which are part of sulfides, which are the main carriers of selenium, selenium deficiency, it would seem, should not be. Therefore, the study of the prevalence of selenium in the region and its distribution in the components of the landscape is very important. On this basis, the object of this work is related components of the landscape: mineral deposits → soil (technosol) → wild plants, vegetables. The subject of the study is the distribution of selenium in these components of landscapes. The results of the study. Selenium minerals are present in the ores of polymetallic, gold-polymetallic, tin-polymetallic, tungsten and molybdenum deposits. Its contents are also found in sulfides (molybdenum, pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, tetradimite, bismuthin, lillianite, altaite, galenobismuthite, sulfosols) in amounts of 0.000 n–13.8 %. These are mainly hundredths – thousandths of a percent, and they reach their maximum in tetradimite (4.9 %) and galenobismuthite (13.8). However, the prevalence of minerals with relatively high Se content is less than 0.001 % and its main carriers are galena, sphal-

erite, molybdenum and chalcopyrite. The average contents in the ores are (ppm) from 0.5 for pyrite-antimonite-ferberite-quartz ore to 8.0 for molybdenum-chalcopyrite-feldspar-quartz ore with a variation of the concentration coefficient relative to the Clark of the earth's crust from 10 for the W deposits to 160 of the Zhireken Mo deposit. The Se content in soils is 0.3–3.46 ppm with a concentration coefficient of 6–78.5, in technosoils - from 0.3 to 3.1 with a concentration coefficient of 2–90. Se recovery depends on the type of deposits being developed. The content of Se in the terrestrial parts of plants varies (ppm) from 0.004 to 0.21. The maximum content of it in plants of soils (0.02 ppm) and ore dressing tailings (0.07–0.21 ppm) of tin-polymetallic deposits, 0.01–0.03 for molybdenum and 0.02–0.04 ppm of gold ore. A tendency to increase the coefficient of biological absorption in plants growing on ore dressing tailings, compared with those on soils and background areas (from 0.02 to 0.42). It is established that there is no dependence between it and the Se content in soils and ore dressing tailings, which is due to the different ratios of mobile and stationary forms of its presence in soils and ore dressing tailings.

Keywords: *selenium, geosystem, soil, plants, selenium deficiency, ore dressing tailings, vegetables*

Source of financing: Subject No. 0309-2021-0005 of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences.

For citation: Yurgenson G.A., Solodukhina M.A., Filenko R.A., Mikhailova L.A. (2022) Selenium in natural-anthropogenic geosystems of mining areas of Transbaikalia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. 93–108. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/24/6

Введение

Селен относится к малораспространенным химическим элементам, среднее содержание которого в Земной коре составляет всего 0,05 г/т (ppm). Он входит в VI группу Периодической системы и является наряду с теллуром и полонием ближайшим аналогом серы. Поэтому он легко входит в состав сульфидов, замещая ее. В отличие от серы, он менее подвижен. В природных условиях в зоне окисления сульфидных месторождений селен может относительно легко выноситься на ландшафт и в подземные воды в форме $(\text{SeO}_4)^{2-}$. Соли селеновой кислоты растворимы в воде и могут участвовать в водной миграции. В зонах окисления сульфидных месторождений развиты селенаты или селениты [Гавриленко, 1993]. Однако селенистокислые соли, возникающие на геохимических барьерах, практически нерастворимы в воде и легко переходят в осадок, образуя соединения типа $\text{MeSeO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Исключение составляют селениты K и Na, которые участвуют в водной миграции в растворённом виде. Кислые селенистокислые соли, или биселениты, легко мигрируют подобно бикарбонатам.

Забайкалье относится к одной из исторических горнопромышленных территорий, где широко развиты полиметаллические, золото-полиметаллические, олово-полиметаллические, золоторудные, молибденовые и сульфидно-вольфрамитовые месторождения, разработка которых ведется на протяжении XVIII–XXI вв. В результате этого сформировались природно-антропогенные геосистемы горнопромышленных территорий, где одной из важных составляющих руд являются сульфиды, с которыми преимущественно связан селен. Поэтому изучение распространенности этого элемента в основных компонентах ландшафта данных территорий с учетом свойств селена представляется весьма актуальной задачей.

Поведение селена в этих условиях специфично. На восстановительных геохимических барьерах, вероятно, может иметь место селенат-редукция с образованием селенидов. Поэтому относительно высокая селенистость руд и продуктов их окисления не всегда обеспечивает нахождение селена в ландшафте, в частности в почвах, в формах, пригодных для усвоения растительностью, являющейся источником селена для биоты, в том числе для домашних животных, дающих с пищей необходимый человеку селен.

В условиях природно-антропогенных геосистем, где происходит переработка руд, возникает резкая активизация реакционной способности селена вследствие нарушения сплошности содержащих селен природных минеральных агрегатов в рудах, воздействия реагентов, участвующих в обогащении руд, влияния процесса механохимических преобразований при измельчении и перемещении в пульпе, аккумуляруемой в хвостохранилищах в виде хвостов обогащения. Здесь следует считать очевидным высвобождение части селена и переход его в подвижное состояние. В этих условиях вследствие интенсивного окисления сульфидов вода в хвостохранилище может быть слабощелочной (pH 8) или кислой, сульфатной, а в условиях соприкосновения с атмосферой – окислительной и поэтому способной переводить селен в подвижное состояние.

В рыхлых, щелочных, хорошо аэрируемых почвах селен присутствует в значительной мере в форме селенатов, которые хорошо растворимы и легко усваиваются растениями. Но в кислых, заболоченных почвах верхних частей хвостохранилищ селен может находиться и в виде малорастворимых комплексов с железом, обладающих очень низкой биодоступностью [Горбунов и др., 2011]. Низкая температура воздуха, значительная заболоченность местности при относительно невысоких pH грунтов способствуют удерживанию почвами восстановленных

форм селена, которые мало доступны для растений [Голубкина, Соколов, 1997].

Особенностью селена является как высокая токсичность (ПДК около 0,0001 мг/л) [Кудрявцев, 1961], так и весьма высокие биофильность и биодоступность, заключающиеся в проникновении этого элемента в эритроциты, клетки мышц, печени, селезенки и щитовидной железы. Селен поступает в организм человека с продуктами растениеводства и животноводства, что определяет зависимость уровня обеспеченности микроэлементом от геохимических условий проживания [Аникина, 1996]. Исходя из этого актуальность изучения поведения селена в ландшафте заключается еще и в необходимости познания его содержаний и форм нахождения в связи с его положительными и негативными свойствами для биоты.

Селен является антиоксидантом непрямого действия, так как его соединения, поступающие с пищевыми продуктами, сами по себе антиоксидантами не являются. Активными антиоксидантами являются селенопротеины, которые синтезируются при помощи поступающих с пищей соединений этого элемента непосредственно в организме [Горбунов и др., 2011].

В 1986–1987 гг. в Читинской области установлено наличие болезни Кешана – эндемической селенодефицитной кардиопатии [Седов, Иванов, Вощенко, 1988; Никитина, Иванов, 1995].

Определено, что в почвах наиболее неблагоприятного Улётовского района содержание подвижных форм селена колебалось от 11 до 74 мкг/кг, что позволило отнести данную местность к эндемичной [Аникина, 1996; Седов, Иванов, Вощенко, 1988]. Исследованиями установлено, что содержание селена в мясе сельскохозяйственных животных составило $28,4 \pm 4,62$ мкг/кг для говядины, $29,4 \pm 3,9$ мкг/кг для баранины, в пшенице – $2,8 \pm 0,54$ мкг/кг, коровьем молоке – $1,7 \pm 0,15$ мкг/кг, свекле – $34,9 \pm 2,7$, картофеле – $8,7 \pm 0,71$ мкг/кг, что указывает на недостаточную обеспеченность биотиком местных жителей. При изучении содержания селена в сыворотке крови здоровых людей обнаружены его значения на уровне $48,5 \pm 1,5$ мкг/л при норме 120 мкг/л, что свидетельствует о низкой концентрации элемента, отражающей состояние селенодефицита у населения [Никитина, Иванов, 1995; Вощенко и др., 1996; Белозерцев, Иванов, 1997; Дремина, Прокофьева, 1997]. Выявлено, что уровень микроэлемента при болезни Кешана снижается до 32,4 мкг/л, миокардиодистрофии до 35,0 мкг/л, у больных эндемическим зобом показатель составил 64 мкг/л, беременных женщин – 60 мкг/л. При дефиците селена снижается активность глутатионпероксидазы, что провоцирует генерацию продуктов свободнорадикального окисления, накоп-

ление в крови восстановленного глутатиона [Дремина, Прокофьева, 1997; Осипова и др., 1990].

Исходя из сказанного целью настоящего исследования является определение содержаний селена в компонентах природно-антропогенных горнопромышленных и сельскохозяйственных геосистем Забайкальского края.

Материал и методы исследования

Из наиболее важных компонентов природно-антропогенных геосистем изучены руды, почвы, отходы горного производства и растения территорий, где разрабатывались Шерловогорское и Хапчерангинское олово-полиметаллические, Любавинское и Ключевское золоторудные, Давендинское, Бугдаинское и Жирекенское молибденовые, Бом-Горхонское, Антоновогорское, Букуинское вольфрамные и другие месторождения (рис. 1).

Отбор проб почвообразующих горных пород, руд, почв и растений был проведен в течение полевых сезонов 2001–2018 гг. Пробы почв отобраны в соответствии с ГОСТ 17.4.4. 02-84 по искусственным обнажениям. На каждом участке наблюдения проводили по точкам, хорошо изученным в геологическом отношении, где отбирали объединенные пробы доминантных видов растений из каждого яруса, которые встречаются на всех участках. Растения делили на органы. Корни и наиболее запыленные части растений промывали сначала струей проточной воды, а затем дистиллированной, и высушивали до воздушно-сухого состояния. Каждая проба растений формировалась из 15 экземпляров с площади 10×10 м. В данной работе использованы результаты анализа 215 проб (3 225 экземпляров) травянистых растений (типичная сухостепная и горно-таежная растительность) Шерловогорского, Хапчерангинского, Балейского, Карамкенского, Давендинского, Ключевского, Жирекенского горнопромышленных районов. Общее число исследованных проб овощей (картофель, свекла, морковь) – 40.

Изучение горных пород, руд, почв и хвостов обогащения проводилось стандартными методами. Исследование минерального состава выполнено в иммерсионных препаратах, шлифах и аншлифах на поляризационном микроскопе Axio Scope.A1. Для выявления собственных минералов селена просмотрено 58 аншлифов, из них с использованием электронного микроскопа с целью изучения химического состава сульфидов на содержание селена – 46. Минеральный состав исследован также и электронно-зондовым методом на растровом электронном микроскопе LEO 1430 VP (аналитики Е.А. Хромова, Е.В. Ходырева, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, руководитель лаборато-

рии канд. техн. наук С.В. Канакин). Общее число проб руд, почв и хвостов обогащения, проанализированных на содержание селена, составило 90.

Диагностика глинистых минералов проводилась методами рентгеноструктурного анализа в Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (аналити-

ки З.Ф. Ушаповская, Т.С. Филева). С целью проведения дифрактометрических исследований глинистой составляющей выделялась тонкая фракция, для чего образцы были истерты резиновым пестиком в дистиллированной воде. Полученная суспензия нанесена на предметные стекла и высушена при комнатной температуре.

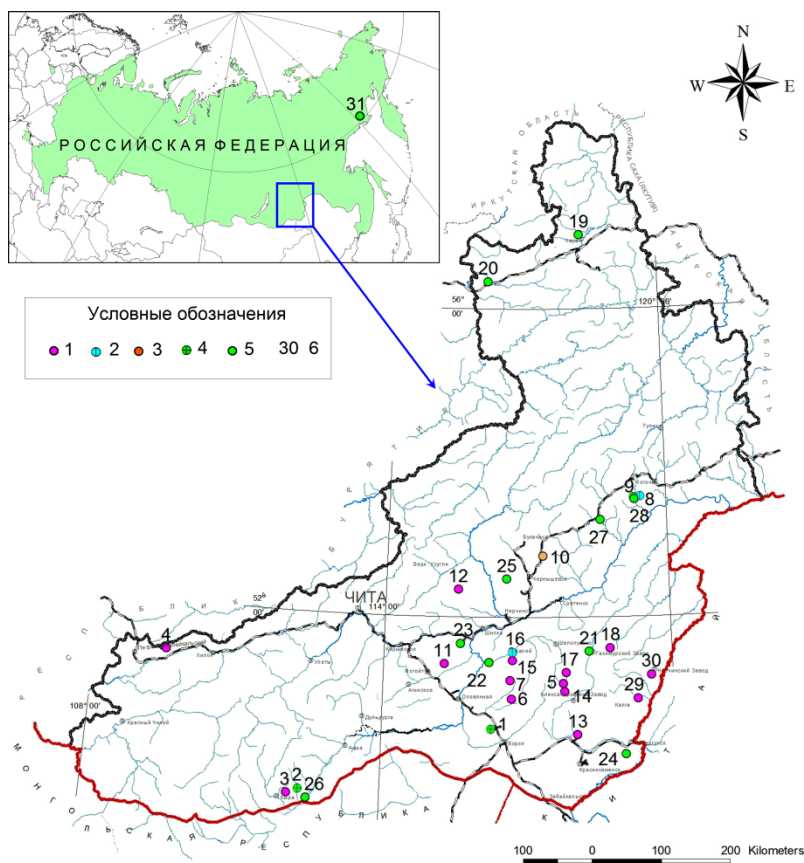


Рис. 1. Карта расположения объектов исследования

1 – руды и минералы; 2 – руды, минералы и растения; 3 – руды, минералы, хвостохранилища и растения; 4 – руды, минералы, хвостохранилища, почвы и растения; 5 – растения и сельхозпродукция; 6 – номер места отбора проб. На карте обозначены месторождения и населенные пункты: 1 – Шерловая Гора, 2 – Хапчеранга, 3 – Любовь, 4 – Бом-Горхон, 5 – Бугдая, 6 – Антонова Гора, 7 – Букука, 8 – Ключевский, 9 – Александровское, 10 – Жирекен, 11 – Барун-Шивея, 12 – Вершино-Дарасунский, 13 – Савинское № 5 и Кличкинское, 14 – Акатуй, 15 – Среднеголготайское, 16 – Балей, 17 – Шахтаминское, 18 – Новоширокское, 19 – Чара, 20 – Куанда, 21 – Газимурский Завод, 22 – Ундино-Поселье, 23 – Первомайский, 24 – Молодежный, 25 – Старый Олов, 26 – Верхний Ульхун, 27 – р. Черная, ст. Сбега, 28 – Давенда, 29 – Кадаинское, 30 – Центральное и Воздвиженское, 31 – Карамкенское

Fig. 1. Map of the location of research objects

1 – ores and minerals; 2 – ores, minerals and plants; 3 – ores, minerals, tailing dumps and plants; 4 – ores, minerals, tailing dumps, soils and plants; 5 – plants and agricultural products; 6 – number of the sampling site. The map shows deposits and settlements: 1 – Sherlovaya Gora, 2 – Khapcheranga, 3 – Lyubov, 4 – Bom-Gorkhon, 5 – Bugdaya, 6 – Antonova Gora, 7 – Bukuka, 8 – Klyuchevsky, 9 – Aleksandrovskoe, 10 – Zhireken, 11 – Barun-Shiveya, 12 – Vershino-Darasunsky, 13 – Savinskoe No. 5 and Klichkinskoe, 14 – Akatuy, 15 – Srednegolgotayskoe, 16 – Baley, 17 – Shakhtaminskoe, 18 – Novoshirokinskoe, 19 – Chara, 20 – Kuanda, 21 – Gazimursky Zavod, 22 – Undino-Poselie, 23 – Pervomaisky, 24 – Molodezhny, 25 – Sary Olov, 26 – Verkhniy Ulkhun, 27 – Chernaya River, Sbeg station, 28 – Davenda, 29 – Kadainskoe, 30 – Sentral'noe and Vozdvizhenskoe, 31 – Karamkenskoe

Проводилось по три съемки для каждого образца: воздушно-сухого, насыщенного этиленгликолем и прокаленного до 550 °С. Образцы, истерты в яшмо-

вой ступке со спиртом до состояния пудры, исследованы методом порошковой дифракции на дифрактометре ДРОН-3.0, излучение – CuK α , Ni-фильтр,

$V = 25$ кВ, $I = 20$ мА, диапазон $3\text{--}60^\circ(2\theta)$, шаг сканирования – $0,05^\circ$. Полученные данные использованы для идентификации фазового состава образцов с применением программы поиска фаз с помощью минералогической базы данных PDF-2 (2007 г.). Для достоверности результатов рентгенофазового анализа дополнительно проведено рентген-флуоресцентное определение содержаний основных и примесных элементов на кристалл-дифракционном спектрометре S8 Tiger (Bruker Nano GmbH, Германия).

Термогравиметрический анализ использовался для диагностики глинистых минералов и осуществлялся в Институте природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН (ИПРЭК СО РАН), в лаборатории геохимии и рудогенеза на приборе Netzsch STA 449F1. Условия выполнения: скорость 10°C в мин, нагревание до $1\,000\text{--}1\,200^\circ\text{C}$ в потоке аргона или воздуха. Масса образца составляла $10\text{--}20$ мг, использовался платиновый или корундовый тигель.

Для изучения возможности выноса селена из рыхлых отложений водой выполнена серия опытов отмывания глин из продуктов поздних низкотемпературных отложений гидротермальных растворов в продуктивных на камнесамоцветное сырье берилл-топаз-кварцевых жил, содержащих висмутин, галенит, арсенопирит, молибденит и другие минералы, в составе которых присутствует селен. Содержание селена определено в глинистой фракции, представленной иллитом, смектитом и каолинитом, а также промывных водах с pH $6,9\text{--}7,2$.

Химические анализы руд, горных пород и глин выполнены методом ICP-MS в лаборатории ОАО «Восток лимитед» (руководители Т.Л. Попова, А. Шацких). Содержание селена в горных породах, рудах, глинах, почвах и отходах горного производства определено методом ICM40B, НПО $0,2$ г/т, в растворах и воде методом IMS84T, НПО – 1 мг/т. Химический анализ растений произведен ме-

тодом ICP-MS на спектрофотометре ICP-MS Elan 9000 PerkinElmer (США) методом кислотного разложения ПНД Ф 16.1:2.3:3.11-98, стандартный образец: Тр-1 (ГСО № 8922-2007), в Хабаровском инновационно-аналитическом центре Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (аналитики А.В. Штарева, В.Е. Зазулина, Л.С. Бокоренко, А.Ю. Лушников, Д.В. Авдеев, Е.М. Голубева). Нижний порог определения (НПО) для селена $\sim 0,001$ мкг/кг.

Результаты и их обсуждение

Анализ распространенности сульфидов, являющихся основными носителями селена и источниками поступления его в почвы, показал, что он распространен во многих промышленных и формационных типах рудных месторождений Забайкалья [Юргенсон, 1994, 1997, 2008]. Результаты этого анализа, дополненные после изучения руд и слагающих их минералов, представлены в табл. 1.

Главными носителями селена в рудах полиметаллических и других месторождений являются галенит, сфалерит, молибденит и халькопирит (табл. 1), ибо, несмотря на относительно низкие содержания в них селена, распространенность их значительно выше собственных его минералов.

С целью изучения распределения селена в рудах подготовлены и проанализированы их усредненные пробы. Содержание селена в них представлено в табл. 2.

Как видно из табл. 2, среднее содержание селена в анализированных пробах руд находится в пределах $0,5\text{--}8$ г/т, максимальных концентраций достигая в Жирекенском месторождении. Коэффициенты концентрации селена относительно кларка достаточно высоки и варьируют от 10 для месторождений вольфрама до 160 в руде Жирекенского месторождения молибдена.

Таблица 1

Содержание селена в минералах рудных месторождений Забайкалья

Table 1

Selenium content in minerals of ore deposits in Transbaikalia

Минерал	Se, мас. %	Месторождение	Источник
Галенит	$0,001\text{--}1,25$	Дарасунское, Воздвиженское, Центральное, Савинское № 5, Кадаинское, Центральное, Новоширокинское, Шерловогорское, Халчерангинское и др.	[Тимофеевский, 1972; Юргенсон, 2008], новые наши данные
Галенобисмутит	$0,001\text{--}13,8$	Дарасунское, Шерловогорское, Халчерангинское, Среднегологотайское	[Тимофеевский, 1972; Юргенсон, 2008]
Висмутин	$0,000\text{--}0,62$	Среднегологотайское, Дарасунское, Давендинское, Шерловогорское, Халчерангинское, Букукинское и др.	[Тимофеевский, 1972; Бортников и др., 1982; Юргенсон, 2008]
Теллуrowисмутит	$0,000\text{--}0,2$	Среднегологотайское, Дарасунское, Давендинское, Букукинское и др.	То же
Лиллианит	$0,000\text{--}2,97$	Букукинское, Шерловогорское	Наши новые данные
Тетраэдрит, теннантит, фрейбергит,	$0,000\text{--}0,16$	Шерловогорское, Бaleyское, Дарасунское, полиметаллические месторождения Забайкалья	[Бaleyское рудное поле, 1984; Тимофеевский, 1972; Юргенсон, 2008], наши новые данные

Минерал	Se, мас. %	Месторождение	Источник
Кобеллит	0,01–0,87	Среднеголготайское	[Бортников и др., 1982]
Тетрадимит	0,001–4,9	Шерловогорское, Хапчерангинское, Балейское, Дарасунское, Новоширокинское, полиметаллические месторождения Забайкалья	[Балейское рудное поле, 1984; Тимофеевский, 1972; Бортников и др., 1982; Юргенсон, 2008], наши новые данные
Жозеит	0,9–2,42	Среднеголготайское	[Бортников и др., 1982]
Икунолит	2,68–7,84	Среднеголготайское, Антонова Гора	[Бортников и др., 1982], наши новые данные
Алтаит	0,08	Балейское, Дарасунское, полиметаллические месторождения Приаргуны	То же
Молибденит	0,001–0,1	Шерловогорское, Жирекенское, Бугдаинское, Шахтаминское, Ключевское, Среднеголготайское	[Сотников и др., 1995a, 1995b; Юргенсон, 2008], наши новые данные
Пирит	0,001–0,008	Шерловогорское, Жирекенское, Бугдаинское, Шахтаминское, Ключевское, Среднеголготайское, Хапчерангинское	То же
Халькопирит	0,0005–0,001	Шерловогорское, Бугдаинское, Среднеголготайское	[Юргенсон, 2008]
Сфалерит	0,0012–0,004	Савинское № 5, Кличкинское, Северо-Акатуевское	[Юргенсон, 2008], наши новые данные

Таблица 2

Содержание селена в рудах месторождений Забайкалья

Table 2

Selenium content in ores of Transbaikalia deposits

Месторождение	№ пробы	Se, г/т	Минеральная ассоциация	Коэффициент концентрации относительно кларка
Антонова Гора	AG3	1,3	Галенит-висмутин-вольфрамит-кварцевая	26
	AG4	0,5	Сфалерит-висмутин-вольфрамит-кварцевая	10
	AG-1	0,7	Сфалерит-галенит-висмутин-вольфрамит-кварцевая	14
	AG-2	1,6	Галенит-висмутин-вольфрамит-кварцевая	32
Букукинское	БК-1	3,4	Тетрадимит-галенит-висмутин-вольфрамит-кварцевая	68
	БК-2	3,6	То же	72
	БК3	1,8	Галенит-висмутин-вольфрамит-кварцевая	36
	БК4	1,8	Галенит-висмутин-вольфрамит-кварцевая	36
Барун-Шивеевское	BSH-18/04	0,5	Пирит-антимонит-ферберит-кварцевая	10
	BSH-18/117/1	1,0	То же	20
Шерловогорское	ШГ-10	1,9	Арсенопирит-галенит-висмутин-ферберит-кварцевая	38
Жирекенское	Zh-2-8	8	Молибденит-халькопирит-полевошпатово-кварцевая	160

Примечание. Величина кларка 0,05 г/т взята по [Виноградов, 1962] для гранитов.

Note. The clark value of 0.05 ppm is taken after [Vinogradov, 1962] for granites.

Таблица 3

Средние содержания селена в почвах рудных полей

Table 3

Average selenium content in soils of ore fields

Горное предприятие	Статистические характеристики содержания, г/т					Среднее значение коэффициента концентрации
	n	x	σ	Min	Max	
Шерловогорский ГОК Александровский рудник Хапчерангинский рудник	33	3,03	1,11	0,7	4,9	40,5
	5	0,3	–	0,2	0,4	6
	6	3,46	1,45	2,7	5,5	78,5

Примечание. n – число проб; x – среднее содержание; σ – среднеквадратичное отклонение; Min – минимальное значение; Max – максимальное значение.

Note. n is the number of samples; x – average content; σ is the standard deviation; Min – minimum value; Max – maximum value.

В табл. 1–3 среднее содержание селена в почвах и хвостах обогащения руд принято как среднее значение кларков между крайними содержаниями для почв и кислых горных пород 2–10 и 0,6 г/т [Виноградов, 1962].

Почвы Шерловогорского рудного поля (см. табл. 3) существенно обогащены селеном (среднее содержание селена 3,03 г/т, вариация 0,7–4,9 г/т). Это фиксируется и высоким средним значением коэффициента его концентрации (40,5). Ниже будет показано, что одним из важных источников селена в почвах является рыхлый материал жил, размывающийся атмосферными водами.

Содержание селена в почвах локализации поселения Хапчеранга (среднее 3,46 г/т, вариация 2,7–5,5 г/т) также высокое. Фоновое содержание в почве в лесу в 1,5 км от поселения 1,1 г/т. Коэффициент концентрации селена в почве находится в пределах 50–110, в среднем составляя 78,5, что превышает значения для Шерловогорского рудного района. Это обусловлено тем, что по сравнению с Шерловогорским месторождением в рудах Хапчеранги содержалось существенно больше галенита и галенобисмутита, с которыми обычно связан селен (см. табл. 1). Коэффициент концентрации для фона в лесной почве составляет 22. Это свидетельствует о том, что территория локализации поселка Хапчеранга находится в пределах комплексной геохимической аномалии, включающей не только олово, мышьяк, вольфрам, свинец, цинк и кадмий, но и необходимый живым организмам селен.

Наименьшее содержание селена из исследованных объектов выявлено для почв вскрыши карьером Александровского рудника, разрабатывающего соответствующее золоторудное месторождение, являющееся флангом Давендинского золото-молибденового рудного поля. Содержание селена по двум пробам почв составляет 0,3 г/т при вариации 0,2–0,4 г/т и коэффициенте концентрации 6. Низкие содержания селена здесь обусловлены двумя наиболее важными факторами. Во-первых, эта территория находится в горно-таежной ландшафтно-географической зоне с широко развитой многолетней мерзлотой, сдерживающей миграцию селена

[Юргенсон, 1997], и, во-вторых, здесь содержание галенита и галенобисмутита, основных источников этого элемента в почвах, существенно ниже, чем в рудах Шерловогорского и Хапчерангинского месторождений. Источником селена в почвах Александровского рудника являются пирит, халькопирит и молибденит.

Распределение селена в хвостах обогащения руд представлено в табл. 4. Анализ данных табл. 4, где представлены результаты обработки содержаний селена в хвостохранилищах, показал, что максимальные содержания в них присущи хвостохранилищам обогащательных фабрик, перерабатывавших олово-полиметаллические руды Шерловогорского и Хапчерангинского месторождений. Существенно меньшие содержания селена зафиксированы в хвостохранилище Александровского рудника (0,5 г/т), разрабатывающего золото-молибденит-пирит-кварцевые руды и Жирекенского ГОКа (0,3 г/т), производившего молибденитовый и халькопиритовый концентраты.

Эти четкие различия видны на рис. 2, где показано сравнение содержаний селена в почвах и в лежах хвостах обогащения руд изученных месторождений и Александровского рудника.

Содержания селена в почвах Хапчерангинской селитебной территории существенно выше, чем в материале хвостохранилища. Эти различия заключаются в том, что территория находится в пределах крупной природной геохимической аномалии с высокими содержаниями рудных элементов. Меньшие содержания (1,3–3,5 г/т), но, тем не менее, сверхкларковые (коэффициенты концентраций 26–70), свидетельствуют о несовершенстве технологии извлечения сульфидов, на что указывалось нами ранее [Юргенсон, 2020], являющихся, как это видно из табл. 3 и 4, носителями селена в сфалерит-халькопирит-арсенопиритовой ассоциации с висмутином и галеновисмутитом [Онтеев, 1974]. Несущественное различие в содержаниях селена в почвах и хвостах обогащения руд Шерловогорского рудного района обусловлено тем, что здесь извлекался, в основном, касситерит, носители селена сульфиды оставались в хвостах обогащения руд.

Таблица 4

Статистические характеристики содержаний и коэффициентов концентраций селена в хвостохранилищах Забайкалья

Table 4

Statistical characteristics of the contents and concentration coefficients of selenium in of the tailing dumps of Transbaikalia

Предприятие	Число проб	Параметры содержаний			Параметры коэффициентов концентрации		
		х	σ	Размах	х	σ	Размах
Жирекенский ГОК	11	0,3	0,23	0,1–0,8	6,2	4,55	2–16
Александровский рудник	11	0,5	0,18	0,2–0,7	8,4	3,17	4–10
Шерловогорский ГОК	12	3,1	0,88	1,9–4,5	62,3	17,7	38–90
Хапчерангинский рудник	14	1,9	0,56	1,3–3,5	38,3	11,50	26–70

Примечание. n – число проб; х – среднее содержание; σ – среднеквадратичное отклонение.

Note. n is the number of samples; x – average content; σ is the standard deviation.

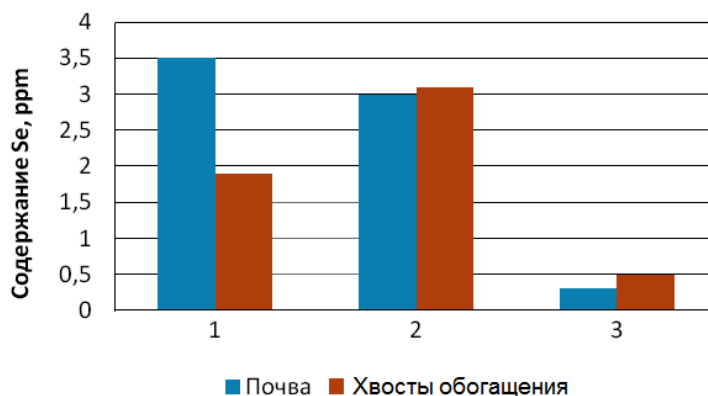


Рис. 2. Содержание селена в почвах и хвостах обогащения руд Хапчерангинского (1) и Александровского (3) рудников и Шерловогорского ГОКа (2)

Fig. 2. Selenium content in soils and tailing dumps of Khapcheranginsky (1) and Aleksandrovsky (3) mines and Sherlovogorsky GOK (2)

Большее содержание селена в хвостохранилище Александровского рудника также обусловлено извлечением золота гравитационным методом, когда носители селена пирит, халькопирит и молибденит остаются в хвостах обогащения.

Установлено, что извлечение селена из руд в процессе их обогащения различается в зависимости от минеральных типов промышленных руд (табл. 5). Это хорошо видно на примере месторождения Сопка Большая, из руд которого извлекался только касситерит: содержание селена в хвостах обогащения оказалось большим, чем в исходной руде.

Одним из источников селена в почвах Шерловогорского рудного района являются рыхлые отложения, содержащиеся в полостях продуктивных на камнесамоцветное сырье висмутин-галенит-сфалерит-арсенопирит-берилл-топаз-кварцевых жильных тел. В них находятся также глинистые минералы, сорбирующие многие элементы-спутники рудного процесса, к которым относится и селен. В результате длительной (с 1787 г. по настоящее время) активной разработки месторождения существенная часть этих жильных образований вскрыта горными выработками и содержащий глины рыхлый материал выведен на дневную поверхность, где он подвергается воздействию атмосферных вод и размывается. По данным дифрактометрического и термогравиметрического анализов, глины содержат иллит, смектиты, включая монтмориллонит и другие смешанно-слоистые силикаты, хлорит и каолинит. Из них вымываются многие химические элементы, в том числе и селен. Это видно из данных табл. 6. Содержание селена в глинистом материале достаточно велико и достигает 26 г/т, в среднем составляя

7,2 г/т. Коэффициент концентрации селена относительно кларка для глин (0,6 г/т) в среднем (7,2 : 0,6) составляет 12.

Такое высокое содержание Se в глинистой фракции рыхлых отложений обусловлено высоким содержанием в ней тонкодисперсных гидроокислов железа, являющихся сорбентами соединений селена. Извлечение Se из глин промывной водой с pH 6,8–7,2 велико и варьирует от 1 до 21 мг/т, при среднем его содержании в воде 5,4 мг/т. Доля отмытого водой Se варьирует от 0,0125 до 1,05 %, в среднем составляя 0,192 % при среднеквадратичном отклонении 0,26 и ($\sigma/x = 1,35$). На рис. 3 показана прямая корреляция между содержаниями селена в глине и промывной воде. Исключение составляют лишь пробы 7 (HG-15/18) и 8 (HG-13/186), в которых тонкодисперсный селен в глине представлен вкрапленностью галенобисмутита и висмута, содержащих селен. Селен в пределах 0,3–15 г/т содержится также и в новообразованных сульфатах, образующихся из растворов, мигрирующих в рыхлых отложениях в карьере отработки олово-полиметаллических руд.

Впервые в вольфрамовой руде Антоновой Горы электронно-микроскопическими исследованиями выявлен минерал селена икунолит (табл. 7) открытый в Японии [Kato, 1959] и описанный в других месторождениях [Criddle and Stanley, 1993]. Икунолит известен также на месторождении Кара-Оба [Минцер, Нечелюстов, 1975], на Кокчарском месторождении (Южный Урал) [Спиридонов, 1996], Выхокогорском месторождении (Приморье) [Финашин и др., 1979] и в рудах Среднеолготайского месторождения в Забайкалье [Бортников и др., 1982]. На Антоновой Горе икунолит приурочен к ассоциации,

включающей относительно крупный кристалл пирита, по периферии содержащий, вероятно, те же минералы висмута и селена (рис. 4).

Пирит окружен корочкой халькопирита на переходе к сидериту. По краям кристалл пирита также содержит включения минералов селена и висмута. Химический состав икунолита представлен в табл. 7.

Низкая сумма обусловлена малыми размерами (первые микроны) выделений минерала. Тем не менее расчет формульных коэффициентов, исходя из атомных количеств и суммы формульных коэффициентов 7 для икунолита [Флейшер, 1990], позволил получить кристаллохимические формулы, подтверждающие правильность предположения:

обр. АГ-133- 3-1-1 $\text{Bi}_{3,951}(\text{S}_{2,097}\text{Se}_{0,951})_{\Sigma 3,048}$

обр. АГ-133- 3-1-7 $\text{Bi}_{4,001}(\text{S}_{1,948}\text{Se}_{1,042})_{\Sigma 2,99}$

Полученные формулы соответствуют современным представлениям об икунолите [Malcolm, 2014] $\text{Bi}_4(\text{S}, \text{Se})_3$. В рудах Балейского рудного поля относительно высокие содержания селена (1,5–19,1 %) обнаружены в миаргирите [Балейское рудное..., 1984].

Таким образом, установлены сверхкларковые содержания селена в почвах Шерловгорского, Хапчегангинского, Александровского рудных полей и в хвостохранилищах обогатительных фабрик этих горных предприятий, а также и Жирекенского ГОКа (см. табл. 1). Кроме того, селен присутствует в рудах всех месторождений Забайкалья, содержащих сульфиды. Отсюда вытекает необходимость рассмотрения содержания селена в развитых здесь почвах, растительных сообществах и овощах, выращиваемых на селитебных территориях, прилегающих к горнопромышленным комплексам.

Таблица 5

Зависимость содержания селена в хвостах обогащения от промышленного типа руд

Table 5

Dependence of the selenium content in the tailings on the industrial type of ores

Типы руд	Показатели			Источник
	Содержание в руде, %	Извлечение в товарный продукт, %	Доля в хвостах от содержания в руде, %	
Стратиформные	0,0002	21,2	93,2	[Кудрявцев, 1961]
Жильные	0,00052	67	33	То же
Скарновые	0,00045	20	86	То же
Колчеданно-полиметаллические	0,00163	22,2	14,8	То же
Медно-молибденовые	0,0008	–	3,8	Наши данные
Штокверковые сульфидно-касситеритовые	0,00019	–	163	То же

Таблица 6

Селен в глинах Шерловой Горы и промывных водах

Table 6

Selenium in clays of Sherlova Gora and washing waters

№ п/п	№ пробы	Содержание Se в глине, г/т	Содержание в воде, мг/т	Извлечение, %
1	HG-09/300	2	9	0,45
2	HG-12/209	2	8	0,40
3	HG-15/12	24	6	0,025
4	HG-15/14	25	5	0,02
5	HG-15/15	26	7	0,027
6	HG-15/17	2	5	0,25
7	HG-15/18	2	7	0,35
8	HG-13/186	2	21	1,05
9	HG-12/219	4	14	0,35
10	SHG-12/218-1	3	1	0,033
11	SHG-13/199-1	2	1	0,05
12	SHG-16/25	3	1	0,033
13	SHG-16/26	5	1	0,02
14	SHG-16/27	3	1	0,033
15	SHG-16/206	8	1	0,0125
16	SHG-16/207	7	1	0,014
17	SHG-16/218-1	2	3	0,15
n		17	17	17
x		7,2	5,4	0,192
σ		8,4	5,3	0,26

Примечание. n – число проб; x – среднее содержание; σ – среднеквадратичное отклонение.

Note. n is the number of samples; x – average content; σ is the standard deviation.

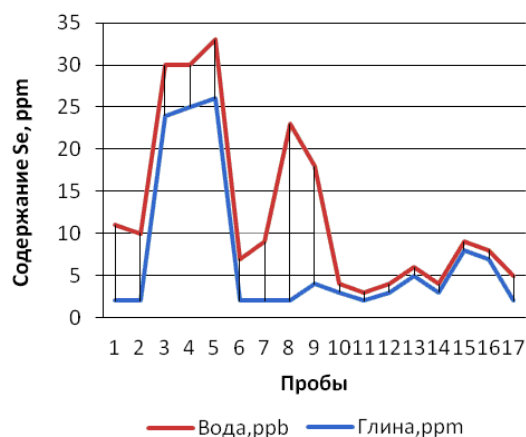


Рис. 3. Корреляция между содержаниями селена в глине и промывной воде

Содержания селена представлены в удобном для изображения масштабе и номера проб на горизонтальной оси рисунка соответствуют порядковым номерам в табл. 6

Fig. 3. Correlation between the contents of selenium in clay and wash water

The selenium contents are presented in a scale convenient for the image, and the sample numbers on the horizontal axis of the figure correspond to the serial numbers in the table 6

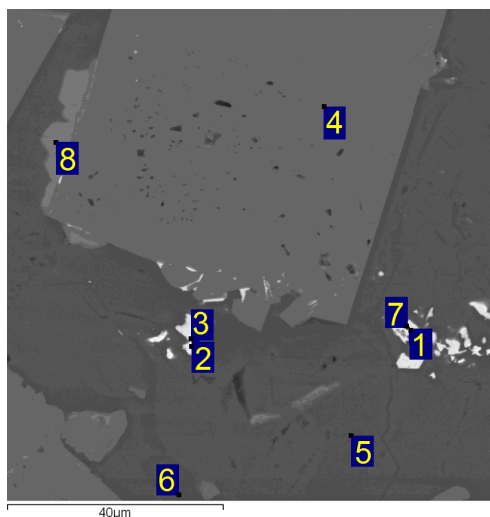


Рис. 4. Икунолит (1, 7) в ассоциации с самородным висмутом с примесью серы (2), висмутином (3), халькопиритом (8), сидеритом (5, 6) и относительно крупным кристаллом пирита (4).

Обр. АГ-133, Антонова Гора. Электронно-микроскопический снимок

Fig. 4. Ikunolite (1, 7) in association with native bismuth with an admixture of sulfur (2), bismuthine (3), chalcopyrite (8), siderite (5, 6) and a relatively large pyrite crystal (4). Sample AG-133, Antonova Gora. Electron microscopic image

Таблица 7

Химический состав икунолита (?) месторождения Антонова Гора

Table 7

Chemical composition of ikunolite (?) from the Antonova Gora deposit

Номер образца и его части	Элемент и его содержание, %			Сумма
	S	Se	Bi	
Весовые проценты				
АГ-133-3-1-1	6,06	6,77	74,43	87,27
3-1-7	5,95	7,84	79,83	93,63
Весовые проценты нормированные к 100 %				
АГ-133-3-1-1	6,94	7,76	56,45	100
3-1-7	6,36	14,89	57,28	100

Селен в растениях. Определено содержание Se в наземной части травянистых растений, грибах и лишайниках. В травянистых растениях фоновых территорий за пределами геохимических аномалий, содержание Se не превышает значений 0,001 г/т, возрастая от нижнего предельного в безрудных территориях до 0,21 г/т в растениях на территории техногенных массивов Шерловгорской геохимической аномалии.

В районах нахождения техногенных массивов (золотоизвлекательные фабрики, хвостохранилища, отвалы горных пород) содержание Se в растениях на порядок выше (табл. 8). В грибах маслятах его содержание возрастает до 0,1 г/т, а в лишайниках соответствует содержанию в травянистых растениях (0,01 г/т).

Важной особенностью является повышенное его содержание в растениях, произрастающих на техногенных массивах в районах геохимических аномалий. Здесь, по-видимому, субстрат обогащен Se за счет его вовлечения в биологический круговорот в результате интенсивного окисления и разложения рудообразующих селенсодержащих сульфидов под действием геотехногенеза.

Установлена тенденция к возрастанию коэффициента биологического поглощения (КБП) в растениях, произрастающих на хвостохранилищах по

сравнению с таковыми на почвах и фоновых участках (табл. 9).

Сравнение величин КБП и содержаний селена в почвах и хвостах обогащения руд показывает отсутствие зависимости между ними: при близких содержаниях его в почвах и хвостах обогащения Шерловгорского и Хапчерангинского района (3,03–3,5 г/т) величины КБП различаются на порядок (0,02–0,42). В случае различий в содержаниях селена от 0,3 до 1,9 г/т, КБП находится в весьма узких пределах 0,033–0,04. Это подтверждает ранее сделанные нами выводы для других химических элементов [Юргенсон и др., 2016; Солодухина, Юргенсон, 2018]. Эта закономерность обусловлена различными соотношениями подвижных и неподвижных форм нахождения селена в почвах и хвостах обогащения руд.

Селен в овощах. Изучено содержание Se в овощах (картофель, морковь, свекла), отобранных в пределах территорий влияния бывших горнопромышленных объектов в Борзинском, Бaleyском, Кыринском, Газимуро-Заводском, Каларском, Приаргунском, Шилкинском и Чернышевском районах.

Максимальное содержание селена установлено в пробах съедобной части картофеля, моркови и свеклы, отобранных в Кыринском (с. Хапчеранга и Верхний Ульхун) и в Бaleyском районах (с. Ундино-Поселье) (табл. 10).

Таблица 8

Селен в наземной части травянистых растений, грибах и лишайниках, г/т

Table 8

Selenium in the aerial part of herbaceous plants, fungi and lichens, ppm

Место отбора проб	Вид ландшафта и геохимическая характеристика	Тип биологического объекта	Содержание	Число проб и число исследованных экземпляров
Забайкальский край, Борзинский район пос. Вершинка (Шерловая Гора)	Природно-техногенный, месторождение, самоцветов Be-Bi-Sn-W-As	Травянистые растения	0,02	5/75
Борзинский район, Месторождение Сопка Большая	Техногенные массивы (отвалы и хвостохранилище) Bi-Sn-As-Pb-Zn-S	Травянистые растения	0,21	4/60
	Участок за пределами месторождения в составе природной геохимической аномалии Be-Bi-Sn-W-As	Лук-слизун	0,001	1/15
Бaleyский район	Хвостохранилище Sb-As-Ag-Zn-Cu-	Травянистые растения	0,04	5/75
	Участок за пределами техногенных массивов	Травянистые растения	0,001	5/75
Забайкальский край, Могочинский район, вблизи с. Давенда	Хвостохранилище Mo-S-Cu-Bi	Травянистые растения	0,03	38/570
Забайкальский край, Могочинский район, Александровское месторождение Au	Контур карьера вскрыши, почва Mo-S-Cu-Bi-As	Травянистые растения	0,01	24/360
Александровское месторождение Au, верхне-рудная часть	Хвосты обогащения Mo-S-Cu-Bi-As	Травянистые растения	0,02	5/75

Место отбора проб	Вид ландшафта и геохимическая характеристика	Тип биологического объекта	Содержание	Число проб и число исследованных экземпляров
Забайкальский край, Ключевское месторождение Au	Геотехногенные массивы и прилегающий к ним лес Mo-S-Cu-Bi-As-Sb	Грибы маслята	0,1	2
		Лишайники	0,01	5
		Листья брусники	0,01	3/45
Магаданская область, Месторождение Ag-Au Карамкен	Хвостохранилище Ag-S-Cu-Bi-As-Sb	Травянистые растения	0,01	27/405
Забайкальский край, месторождение Мо Жирекен	Хвостохранилище Sn-Cu-Bi Mo-S	Травянистые растения	0,01	19/285
Забайкальский край, р. Черная, район ст. Сбега	Прибрежная часть, фоновый участок	Травянистые растения	0,001	9/135
Забайкальский край, Кыринский район, Хапчеранга	Хвостохранилище Bi-Sn-W-As-Pb-Zn S	Травянистые растения	0,07	21/210

Таблица 9

Величины средних значений КБП селена растениями, произрастающими на почвах и хвостах обогащения руд

Table 9

Values of average values CBA of selenium by plants growing on soils and ore dressing tailings

Рудный район	Содержание Se, г/т			КБП	Геохимическая аномалия
	Хвосты обогащения руд	Почва	Растение		
Шерловогорский: фон	—	0,23	0,001	0,004	Be-Bi-S-F
Шерловая Гора	—	3,03	0,02	0,07	Be-Bi-Sn-W-As
Сопка Большая	3,1	—	0,21	0,42	Bi-Sn-As-Pb-Zn-S
Хапчерангинский	—	3,5	0,07	0,02	Bi-Sn-W-As-Pb-Zn-S
Хапчерангинский	1,9	—	0,07	0,04	Bi-Sn-W-As-Pb-Zn-S
Александровский	—	0,3	0,01	0,033	Mo-S-Cu-Bi-As
Александровский	0,5	—	0,02	0,04	Mo-S-Cu-Bi-As
Жирекенский	0,3	—	0,01	0,033	Sn-Cu-Bi Mo-S

Таблица 10

Содержание селена в съедобной части овощей территорий, прилегающих к определенным природным геохимическим аномалиям, г/т

Table 10

Selenium content in the edible portion of vegetables in areas adjacent to certain natural geochemical anomalies, ppm

Административный район отбора проб	Район геохимических аномалий	Место отбора проб	Съедобная часть		
			Картофель	Морковь	Свекла
Борзинский	Bi-Sn-W-As-S-Pb-Zn	пгт Шерловая Гора	0,003	0,003	0,003
Кыринский	Bi-As-Pb-Zn	с. Верхний Ульхун	0,02	0,001	0,001
	Bi-Sn-W-As-Pb-Zn S	пос. Хапчеранга	0,02	0,04	0,007
Чернышевский	Mo-U-S	с. Старый Олов	0,005	—	—
Приаргунский район	U-Mo-F-S	пос. Молодежный	0,002	—	—
Шилкинский	Bi-Li-Ta-Nb-Rb-Cs	пгт Первомайский	0,001	0,001	—
Балейский	Bi-As-Ag-Cu-Mo	г. Балей	0,001–0,03	0,002	—
	—	с. Ундино-Поселъе	0,02	—	—
Газимуро-Заводский	Bi-Pb-Zn	пгт. Газимурский Завод	0,001	—	0,02
Каларский	Нет данных	пос. Куанда	0,001	—	0,001
	То же	с. Чара	0,001	—	—
Читинский район [Никитина, Иванов, 1995]	То же	—	0,17	0,02	0,12
Улетовский район [Никитина, Иванов, 1995]	То же	—	0,008	0,002	0,03
США [Kabata-Pendias, Pendias, 1992]	То же	США	0,011	—	—

В остальных районах отмечено крайне низкое содержание Se. При этом зависимости содержания се-

лена в овощах от принадлежности мест отбора проб к территории с определенной геохимической специ-

ализацией в изученной выборке не обнаружено, поэтому эти данные следует рассматривать как предварительные. С учетом выводов о селенодефицитности территории Забайкальского края, опубликованных в работе [Никитина, Иванов, 1995], следует выполнить специальное исследование по распределению селена в почвах и сельскохозяйственных растениях с использованием современных методов определения его концентраций.

Одной из причин низкого содержания Se в организме человека в Забайкалье может быть детоксикационное действие селена по отношению к металлам при их большом избытке, обусловленное его способностью восстанавливать дисульфидные связи в белках в SH-группы [Авцын и др., 1991], которые затем «улавливают» токсичные концентрации химических элементов, поступающих в организм вместе с ним на селитебных территориях горнопромышленных геосистем. При этом, соединяясь с металлами, селен, понижая их токсикогенное действие, сам выводится из биохимического процесса, требующего его оптимального количества для нормальных физиологических функций органов человека и домашних животных. Образованием биологически недоступных соединений селена с металлами объясняется способность серебра, кадмия и других элементов вызывать у животных вторичную недостаточность селена и блокировать синтез глутатионпероксидазы даже при рационах, содержащих адекватное количество селена.

Исходя из этого важнейшей экологической проблемой геосферных исследований является прогнозирование последствий воздействия хозяйственной деятельности человека на природные и антропогенные экосистемы [Юргенсон, 1994, 2020] и создание моделей минимизации воздействия на окружающую среду.

Заключение

1. Впервые на современном уровне выполнен анализ распространенности селена в Забайкалье и установлено, что минералы селена присутствуют в рудах полиметаллических, золото-полиметаллических, олово-полиметаллических, вольфрамовых и молибденовых месторождений. Содержания его установлены в сульфидах (молибденит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, тетрадимит, висмутин, лиллианит, алтаит, галенобисмутит, сульфосоли, икунолит) в количествах 0,000n–13,8 %. В основном это сотые – тысячные доли процента, максимума они достигают в тетрадимите (4,9 %), икунолите (7,84 %) и галенобисмутите (13,8 %). В связи с тем, что распространенность минералов с относительно высокими содержаниями Se менее 0,001 %, основными

его носителями и источниками в ландшафте являются галенит, сфалерит, молибденит и халькопирит.

2. Средние содержания Se в изученных рудах составляют (г/т) от 0,5 для пирит-антимонит-ферберит-кварцевой руды до 8,0 для молибденит-халькопирит-полевошпатово-кварцевой при вариации коэффициента концентрации относительно кларка земной коры от 10 для месторождений W до 160 Жирекенского месторождения Mo.

3. Содержания Se в почвах составляет 0,3–3,46 г/т при коэффициентах концентрации 6–78,5, в хвостах обогащения руд – от 0,3 до 3,1 при коэффициенте концентрации 2–90. Извлечение Se зависит от типа разрабатываемых месторождений.

4. Получены первые данные о содержаниях Se в наземных частях растений, которые варьируют от 0,004 до 0,21 г/т. Максимальны содержания его в растениях почв (0,02 г/т) и хвостах обогащения (0,07–0,21 г/т) олово-полиметаллических месторождений, 0,01–0,03 г/т для молибденовых и 0,02–0,04 г/т – золоторудных.

5. Установлена тенденция к возрастанию коэффициента биологического поглощения в растениях, произрастающих на хвостохранилищах, по сравнению с таковыми на почвах и фоновых участках (от 0,02 до 0,42). Установлено отсутствие зависимости между ним и содержаниями Se в почвах и в хвостах обогащения руд, что обусловлено различными соотношениями в них подвижных и неподвижных форм.

6. Одной из причин относительно низкого содержания водорастворимых форм селена, доступных для усвоения растениями, является способность H_2Se вступать в реакцию с металлами (Cu, Zn, Cd, Ag, Ni, Bi, Hg, Sb), образуя нерастворимые комплексы, понижающие биологическую доступность селена и металлов, что способствует снижению их токсичных концентраций повышенными содержаниями селена, который также выводится из подвижного состояния.

7. В связи с возможностью влияния селенодефицита на возникновение болезни Кашина–Бека следует определить целесообразность изучения биогеохимии этого элемента в эндемичных районах Забайкалья.

8. В связи с тем, что четкой зависимости содержания селена в овощах от принадлежности мест отбора проб к территории с определенной геохимической специализацией в изученной выборке не обнаружено, с учетом выводов о селенодефицитности территории Забайкальского края, опубликованных в работе [Никитина, Иванов, 1995], следует выполнить специальное исследование по распределению селена в почвах и сельскохозяйственных растениях с использованием современных методов определения его концентраций для всех выделенных ранее [Юргенсон, 2020] природно-антропогенных геосистем горнопромышленных территорий Забайкалья и прилегающих территорий.

Список источников

- Авцын А.В., Жаворонков А.А., Риш М.А., Строчкова Л.С. Микроэлементозы человека. М. : Медицина, 1991. 496 с.
- Аникина Л.В. Экология селена и его значение в организме // Забайкальский медицинский вестник. 1996. № 1. С. 46–48.
- Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса). М. : ЦНИГРИ, 1984. 271 с.
- Белозерцев Ю.А., Иванов В.Н. Экологозависимые состояния и здоровье населения Читинской области // Экологозависимые заболевания (биохимия, фармакология, клиника): тез. докл. Всерос. науч.-практ. конф. Чита, 1997. С. 131–136.
- Бортников Н.С., Мозгова Н.Н., Некрасов И.Я., Розов Д.Н., Тупяков В.Е., Цепин А.И. Особенности висмутовой минерализации золоторудного месторождения в Восточном Забайкалье // Минералогический журнал. 1982. Т. 4, № 4. С. 45–58.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Вощенко А.В., Чугаев В.Н., Говорина Л.И., Красницкая В.В. Геохимическая обстановка в очагах Кешанской болезни // Экологические интоксикации: биохимия, фармакология, клиника : тез. докл. Всерос. науч. конф. Чита, 1996. С. 20–21.
- Гавриленко В.В. Экологическая минералогия и геохимия месторождений полезных ископаемых. СПб. : СПб. горный ин-т, 1993. 150 с.
- Голубкина Н.А., Соколов Я.А. Уровень обеспеченности селеном жителей северного экономического района России // Гигиена и санитария. 1997. № 3. С. 22–24.
- Горбунов А.В., Ляпунов С.М., Окина О.И., Фронтасьева М.В. Поступление селена и йода в организм человека с различными рационами питания // Экология человека. 2011. № 10. С. 3–8.
- Дремина Г.А., Прокофьева М.В. Пределы адекватного и безопасного потребления селена человеком в биогеохимических селенодефицитных провинциях // Тезисы докладов Всероссийской научно-практической конференции «Экологозависимые заболевания (биохимия, фармакология, клиника)». Чита, 1997. С. 192–193.
- Кудрявцев А.А. Химия и технология селена и теллура. М. : Высш. шк., 1961. 285 с.
- Минцер Э.Ф., Нечелюстов Г.Н. Ассоциации висмутовых минералов в вольфрамовых месторождениях // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1975. С. 263–272.
- Никитина Л.П., Иванов В.Н. Селен в жизни человека и животных. М. : ВИНТИ, 1995. 242 с.
- Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М. : Наука, 1974. 244 с.
- Осипова Т.Р., Понятова Р.М., Вощенко А.В. Болезнь Кешана и биохимический статус в Забайкалье // Микроэлементы в биологии и их применение в сельском хозяйстве и медицине : сб. науч. тр. Самарканд, 1990. С. 292–295.
- Седов К.Р., Иванов В.Н., Вощенко А.В. Болезнь Кешана в Забайкалье // Бюллетень Сибирского отделения АМН СССР. 1988. № 3. С. 86–88.
- Солодухина М.А., Юргенсон Г.А. Мышьяк в ландшафтах Шерловогорского рудного района (Восточное Забайкалье). Чита : Изд-во Забайкал. гос. ун-та, 2018. 176 с.
- Сотников В.И., Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Жирекенское медно-молибденовое месторождение // Месторождения Забайкалья. М. : Геоинформмарк, 1995а. С. 180–186.
- Сотников В.И., Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Шахтаминское молибденовое месторождение // Месторождения Забайкалья. М. : Геоинформмарк, 1995б. С. 187–192.
- Спиридонов Э.М. Минералогия метаморфизованного Кокчарского плутогенного золото-кварцевого месторождения: (Южный Урал) 2. Золото-висмутовые руды (галенит-шапбахит, Bi- и Bi-Sb-прусит, As-Bi-стефанит, густавит, золото, Вигессит, хедлиит, теллуржозеит, икунолит, галеновисмутит, бончевит, висмут) // Записки РМО. 1996. Т. 125, № 6. С. 1–10.
- Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного района. М. : Недра, 1972. 260 с.
- Финашин В.К., Литаврина Р.Ф., Романенко И.М., Чубаров В.М. Икунолит Высокогорского месторождения (Приморье) // Записки ВМО. 1979. Т. 108, № 3. С. 337–339.
- Флейшер М. Словарь минеральных видов. М. : Мир, 1990. 206 с.
- Юргенсон Г.А. Зона окисления в многолетнемерзлых породах // Записки ВМО. 1997. Т. 126, № 5. С. 15–27.
- Юргенсон Г.А. Ландшафтно-геохимические и геотические проблемы исторических горнопромышленных территорий на примере Забайкалья // Горный журнал. 2020. № 5. С. 81–86.
- Юргенсон Г.А. Минеральное сырье Забайкалья. Ч. 1, кн. 2: Редкие элементы. Чита : Поиск, 2008. 240 с.
- Юргенсон Г.А. Проблема природных и техногенных взаимодействий на границах геосфер // Устойчивое развитие и: проблемы охраняемых природных территорий и традиционное природопользование в Байкальском регионе. 1994. С. 188–194.
- Юргенсон Г.А., Смирнова О.К., Солодухина М.А., Филенко Р.А. Геохимические особенности руд и техноземов хвостохранилища золото-молибденового рудника Давенда в Восточном Забайкалье // Литосфера. 2016. № 2. С. 91–106.
- Criddle A.J., Stanley C.J. (eds). Quantitative data file for ore minerals. 3rd ed. London : Chapman & Hall, 1993, 243 p.
- Kabata-Pendias A., Pendias H. Trace elements in soils and plants. 2nd ed. Florida, USA : CRC Press, Boca Raton, 1992. 365 p.
- Kato A. Ikunolite, a new bismuth mineral from the Ikuno mine, Japan // Mineral. J. (Japan). 1959. V. 2. P. 397–407.
- Malcolm E. Back. Fleischer's Glossary of Mineral Species 2014. Tucson. The Mineralogical Record Inc. 2014. 420 p.

References

- Avtsyn A.V., Zhavoronkov A.A., Rish M.A., Strochkova L.S. *Mikroelementozy cheloveka* [Human microelementosis]. Moscow: Publishing house «Meditsina», 1991. 496 p. In Russian.
- Anikina L.V. *Ekologiya seleny i ego znachenie v organizme* [Ecology of selenium and its importance in the body] // *Zabaykal'skiy meditsinskiy vestnik*. 1996. No. 1. pp. 46–48. In Russian.
- Baleyskoe rudnoye pole (geologiya, mineralogiya, voprosy genezisa)* [Baleyskoye ore field (geology, mineralogy, questions of genesis)]. Moscow: TsNIGRI, 1984. 271 p. In Russian.

- Belozertsev Yu.A., Ivanov V.N. *Ekologozavisimye sostoyaniya i zdorov'e naseleniya Chitinskoj oblasti* [Ecological-dependent states and health of the population of the Chita region] // *Ekologozavisimye zabolovaniya (biokhimiya, farmakologiya, klinika): tezisy dokl. Vseros. nauch.-prakt. konf. Chita, 1997.* pp. 131–136. In Russian.
- Bortnikov N.S., Mozgova N.N., Nekrasov I.YA., Rozov D.N., Tupyakov V.Ye., Tsepin A.I. *Osobennosti vismutovoy mineralizatsii zolotorudnogo mestorozhdeniya v Vostochnom Zabaykal'ye* [Features of bismuth mineralization of a gold ore deposit in Eastern Transbaikalia] // *Mineralogical journal*, 1982. V. 4, No. 4, pp. 45–58. In Russian.
- Vinogradov A.P. *Srednie sodержaniya khimicheskikh elementov v glavnykh tipakh izverzhennykh gornykh porod zemnoy kory* [Medium content of chemical elements in the main types of igneous rocks of the earth's crust] // *Geokhimiya – Geochemistry international*, 1962, No. 7, pp. 555–571. In Russian.
- Voshchenko A.V., Chugaev V.N., Govorina L.I., Krasnitskaya V.V. *Geokhimicheskaya obstanovka v ochagakh Keshanskoy bolezni* [Geochemical situation in the foci of the Keshan disease] // *Ekologicheskie intoksikatsii: biokhimiya, farmakologiya, klinika: tezisy dokl. Vseros. nauchn. konf. Chita, 1996.* pp. 20–21. In Russian.
- Gavrilenko V.V. *Ekologicheskaya mineralogiya i geokhimiya mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh*. [Ecological mineralogy and geochemistry of mineral deposits]. St. Petersburg: St. Petersburg gornyy institut, 1993. 150 p. In Russian.
- Golubkina N.A., Sokolov Ya.A. *Uroven' obespechennosti selenom zhiteley severnogo ekonomicheskogo rayona Rossii* [The level of provision with selenium for residents of the northern economic region of Russia] // *Gigiena i sanitariya*. 1997. No. 3. pp. 22–24. In Russian.
- Gorbunov A.V., Lyapunov S.M., Okina O.I., Frontas'eva M.V. *Postuplenie seleno i yoda v organizm cheloveka s razlichnymi ratsionami pitaniya* [The intake of selenium and iodine into the human body with different diets] // *Ekologiya cheloveka*. 2011. No. 10. pp. 3–8. In Russian.
- Dremina G.A., Prokof'eva M.V. *Predely adekvatnogo i bezopasnogo potrebleniya seleno chelovekom v biogeokhimicheskikh sele-nodefitsitnykh provintsiyakh* [Limits of adequate and safe selenium consumption by humans in biogeochemical selenium-deficient provinces] // *Tezisy dokladov Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii «Ekologozavisimye zabolovaniya (biokhimiya, farmakologiya, klinika)»*. Chita, 1997. pp. 192–193. In Russian.
- Kudryavtsev A.A. *Khimiya i tekhnologiya seleno i tellura* [Chemistry and technology of selenium and tellurium]. Moscow: Publishing house Vysshaya shkola, 1961. 285 p. In Russian.
- Mintser E.F., Nechelyustov G.N. *Assotsiatsii vismutovykh mineralov v vol'framovykh mestorozhdeniyakh* [Associations of bismuth minerals in tungsten deposits] // *Mineralogiya i geokhimiya vol'framovykh mestorozhdeniy*. Leningrad: Izd-vo Leningr. un-ta, 1975. pp. 263–272. In Russian.
- Nikitina L.P., Ivanov V.N. *Selen v zhizni cheloveka i zhivotnykh* [Selenium in life of human and animals]. Moscow: VINITI, 1995. 242 p. In Russian.
- Ontoev D.O. *Stadiynost' mineralizatsii i zonal'nost' mestorozhdeniy Zabaykal'ya* [Stages of mineralization and zoning of deposits in Transbaikalia]. Moscow: Publishing house «Nauka», 1974. 244 p. In Russian.
- Osipova T.R., Ponyatova R.M., Voshchenko A.V. *Bolezn' Keshana i biokhimicheskii status v Zabaykal'e* [Keshan's disease and biochemical status in Transbaikalia] // *Mikroelementy v biologii i ikh primenenie v sel'skom khozyaystve i meditsine: sbornik nauchnykh trudov*. Samarkand, 1990. pp. 292–295. In Russian.
- Sedov K.R., Ivanov V.N., Voshchenko A.V. *Bolezn' Keshana v Zabaykal'e* [Keshan's disease in Transbaikalia] // *Byul. Sib. otdeleniya AMN SSSR*. 1988. No. 3. pp. 86–88. In Russian.
- Solodukhina M.A., Yurgenson G.A. *Mysh'yak v landshaftakh Sherlovogorskogo rudnogo rayona (Vostochnoe Zabaykal'e)* [Arsenic in the landscapes of the Sherlovogorsk ore region (Eastern Transbaikalia)]. Chita: Izd-vo Zabaykal'sk. Gos. universiteta, 2018. 176 p. In Russian.
- Sotnikov V.I., Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O. *Zhirekenskoe medno-molibdenovoe mestorozhdenie* [Zhireken copper-molybdenum deposit] // *Mestorozhdeniya Zabaykal'ya* Moscow: Publishing house Geoinformmark, 1995a. pp. 180–186. In Russian.
- Sotnikov V.I., Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O. *Shakhtamenskoe molibdenovoe mestorozhdenie* [Shakhtamenskoe molybdenum deposit] // *Mestorozhdeniya Zabaykal'ya* Moscow: Publishing house Geoinformmark, 1995b. pp. 187–192. In Russian.
- Spiridonov E.M. *Mineralogiya metamorfizovannogo Kokcharskogo plutonogennogo zoloto-kvartsevoogo mestorozhdeniya: (Yuzhnyy Ural) 2. Zoloto-vismutovye rudy (galenit-shapbakhit, Bi- i Bi-Sb-prustit, As-Bi-stefanit, gustavit, zoloto, Bi-gessit, khedliit, tellurhozeit, ikunolit, galenovismutit, bonchevit, vismut)* [Mineralogy of the metamorphosed Kokcharsky plutogenic gold-quartz deposit: (Southern Urals) 2. Gold-bismuth ores (galena-shabakhite, Bi- and Bi-Sb-proustite, As-Bi-stephanite, gustavite, gold, Bi-hessite, hedliite, tellurhozeit, ikunolite, galenobismutite, bonchevite, bismuth)] // *Zapiski RMO*. 1996. V. 125, No. 6. pp. 1–10. In Russian.
- Timofeevskiy D.A. *Geologiya i mineralogiya Darasunskogo zolotorudnogo rayona* [Geology and mineralogy of the Darasun gold ore region]. Moscow: Publishing house Nedra, 1972. 260 p. In Russian.
- Finashin V.K., Litavrina R.F., Romanenko I.M., Chubarov V.M. *Ikunolit Vysokogorskogo mestorozhdeniya (Primor'e)* [Ikunolit of the Vysokogorsk deposit (Primorye)] // *Zapiski VMO*. 1979. V. 108, No. 3. pp. 337–339. In Russian.
- Fleysher M. *Slovar' mineral'nykh vidov* [Dictionary of Mineral Species.]. Moscow: Publishing house Mir, 1990. 206 p. In Russian.
- Yurgenson G.A. *Zona okisleniya v mnogoletnemerzlykh porodakh* [Oxidation zone in permafrost] // *Zapiski VMO*, 1997, V. 126, No. 5. pp. 15–27. In Russian.
- Yurgenson G.A. *Landshaftno-geokhimicheskie i geoticheskie problemy istoricheskikh gornopromyshlennykh territoriy na primere Zabaykal'ya* [Landscape-geochemical and geoethical problems of historical mining territories on the example of Transbaikalia] // *Gornyy zhurnal*. 2020. No. 5. pp. 81–86. In Russian.
- Yurgenson G.A. *Mineral'noe syr'e Zabaykal'ya* [Mineral raw materials of Transbaikalia]. Part 1, Book 2. Redkie elementy. Chita: Poisk, 2008. 240 p. In Russian.
- Yurgenson G.A. *Problema prirodnnykh i tekhnogennykh vzaimodeystviy na granitsakh geosfer* [The problem of natural and man-made interactions at the boundaries of geospheres] // *Ustoychivoe razvitiye i: problemy okhranyaemykh prirodnnykh territoriy i traditsionnoe prirodopol'zovanie v Baykal'skom regione*. 1994. pp. 188–194. In Russian.
- Yurgenson G.A., Smirnova O.K., Solodukhina M.A., Filenko R.A. *Geokhimicheskie osobennosti rud i tekhnosемов khvostokhranilishcha zoloto-molibdenovogo rudnika Davenda v Vostochnom Zabaykal'e* [Geochemical features of ores and technosols of the tailing dump of the Davenda gold-molybdenum mine in Eastern Transbaikalia] // *Litosfera*. 2016. No. 2. pp. 91–106. In Russian.

- Criddle, A.J., Stanley C.J., Eds. Quantitative data file for ore minerals, 3rd ed. Chapman & Hall, London, 1993. 243 p.
- Kabata-Pendias A., Pendias H. Trace elements in soils and plants (2nd ed). Florida, USA: CRC Press, Boca Raton, 1992. 365 p.
- Kato A. Ikunolite, a new bismuth mineral from the Ikuno mine, Japan // Mineral. J. (Japan). 1959. 2. pp. 397–407.
- Malcolm E. Back. Fleischer's Glossary of Mineral Species 2014. Tucson. The Mineralogical Record Inc. 2014. 420 p.

Информация об авторах:

Юргенсон Г.А., доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник, лаборатория геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: yurgga@mail.ru

Солодухина М.А., кандидат географических наук, старший научный сотрудник, лаборатория геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: mabn@ya.ru

Филенко Р.А., научный сотрудник, лаборатория геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: filrom@yandex.ru

Михайлова Л.А., кандидат медицинских наук, заведующая кафедрой гигиены, Читинская государственная медицинская академия, Чита, Россия.

E-mail: mihailova-la@mail.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Yurgenson G.A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Chief Researcher, Laboratory of Geochemistry and Ore Genesis, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: yurgga@mail.ru

Solodukhina M.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher, Laboratory of Geochemistry and ore genesis, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology of SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: mabn@ya.ru

Filenko R.A., Researcher, Laboratory of Geochemistry and ore genesis, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: filrom@yandex.ru

Mikhailova L.A., Cand. Sci. (Medicine), Head of the department of hygiene, Chita State Medical Academy, Chita, Russia.

E-mail: mihailova-la@mail.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 04.03.2021; одобрена после рецензирования 26.10.2021; принята к публикации 12.09.2022

The article was submitted 04.03.2021; approved after reviewing 26.10.2021; accepted for publication 12.09.2022

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 551.312.2

doi: 10.17223/25421379/24/7

ПОТОКИ УГЛЕРОДА В ЭКОСИСТЕМЕ ТОРФЯНО-БОЛОТНОГО КОМПЛЕКСА КРИОЛИТОЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Мария Валерьевна Тимофеева¹, Ольга Юрьевна Гончарова²,
Георгий Валерьевич Матышак³, Станислав Витальевич Чуванов⁴



^{1, 4} Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия

^{2, 3} МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия

¹ mtimofeeva02@gmail.com

² goncholgaj@gmail.com

³ matyshak@gmail.com

⁴ stas.chuvanov@gmail.com

Аннотация. Торфяники криолитозоны в условиях изменяющегося климата являются потенциальным источником соединений углерода, экспортируемого из них атмосферными и водными потоками, которые тесно связаны между собой. Для анализа потоков соединений углерода в системе почва – атмосфера – гидросфера были определены эмиссия и концентрация CO₂ и CH₄, концентрация растворимого органического углерода, параметры среды. Основным фактором, контролирующим потоки углерода и определяющим режимы функционирования почв в экосистемах торфяно-болотного комплекса Западной Сибири, выступает наличие и глубина залегания многолетнемерзлых пород.

Ключевые слова: эмиссия парниковых газов, растворенное органическое вещество, прерывистая криолитозона, криогенные почвы, торфяные почвы

Источник финансирования: Исследование выполнено в рамках государственного задания № 121040800321-4 («Индикаторы трансформации биогеохимических циклов биогенных элементов в природных и антропогенных экосистемах») и в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды».

Для цитирования: Тимофеева М.В., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Чуванов С.В. Потоки углерода в экосистеме торфяно-болотного комплекса криолитозоны Западной Сибири // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 109–125. doi: 10.17223/25421379/24/7

Original article

doi: 10.17223/25421379/24/7

CARBON FLOWS ON THE WETLAND COMPLEX ECOSYSTEMS OF THE DISCONTINUOUS PERMAFROST ZONE OF WESTERN SIBERIA

Maria V. Timofeeva¹, Olga Y. Goncharova², Georgy V. Matyshak³, Stanislav V. Chuvanov⁴

^{1, 4} V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia

^{2, 3} Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

¹ mtimofeeva02@gmail.com

² goncholgaj@gmail.com

³ matyshak@gmail.com

⁴ stas.chuvanov@gmail.com

Abstract. Sensitive aquatic northern ecosystems containing peat soil with huge carbon pools are important components of the global carbon cycle. This deposit is a potential source of inorganic and organic carbon compounds exported from the peatlands by atmospheric and water flows, with a possible climate change. Atmospheric and water flows are closely related to each other. The quality and quantity of organic matter can alter CO₂ and CH₄ emission from peatlands because soil organic matter mineralization contributes to soil respiration. They have a large impact on the carbon dioxide concentration – the most powerful greenhouse

gas – in the atmosphere and, as a result, on the entire biogeochemical carbon cycle. In northern ecosystems with permafrost in the soil profile and because of its low sorption activity soil solution is the main connecting link between peatlands and water catchments. The study of their hydrochemistry is also important because it is the most sensitive indicator of transformations taking place in ecosystems; the chemical parameters of solutions react most quickly to all changes. The degradation of permafrost can affect both the value of exports and the composition of dissolved organic matter, while changing the hydrological regime, structure and functioning of associated ecosystems, as well as the landscapes of the territory. The aim of this study was to determine the regularities and factors of organic and inorganic carbon compounds redistribution in the ecosystems of the wetland complex (discontinuous permafrost zone of Western Siberia, Russia). There were measured CO_2 and CH_4 efflux and concentration, DOC ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) and WEOC ($\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$ soil) content, environmental factors (vegetation cover, seasonal thawing, microrelief, temperature and water parameters).

The carbon dioxide emission in the wetland complex is characterized by high variability and has no significant differences between the *palsa* ($94 \pm 48 \text{ mg CO}_2\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) and the *fen* ($85 \pm 25 \text{ mg CO}_2\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$). Inorganic carbon (CO_2) concentration is higher in peat soil solution compared to *fen* waters. Nevertheless, they both are a significant source of GHG to the atmosphere. The highest values are confined to the edge parts of *palsa* – it is “hot spots” of carbon exchange. As expected, there was a close interaction between CO_2 emission and concentration ($r = 0.802$ at $p = 0.05$; $n = 40$). There is also a correlation between the CO_2 concentration and environmental factors (soil temperature and moisture as well as the electric conductivity of water). Methane efflux is much less, it's $5.0 \pm 3.1 \text{ mg CH}_4\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ on the *fen* and $0.4 \pm 0.1 \text{ mg CH}_4\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ on the *palsa*. There are significant differences between two ecosystems.

Organic carbon compounds redistribution was estimated by the content of DOC&POC in soil solution and WEOC in soil extract. DOC concentration in the wetland complex waters in the range of $10\text{--}200 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, POC concentration is less up to 100 times. Expectedly higher DOC values are characteristic of the *palsa*'s soil waters as opposed to the *fen* waters. POC values in two ecosystems do not differ statistically. This may be due to the fact that mineral part of soil profile is frozen, which excludes the adsorption of organic material by mineral particles. The WEOC content in the *palsa* varies from 380 to $1900 \text{ mg}\cdot\text{g}^{-1}$ soil. The main factor controlling carbon fluxes and determining the soil functioning in ecosystems of the wetland complex of Western Siberia is the permafrost presence and depth of location.

Keywords: wetland complex, DOC, CO_2 emission, permafrost

Source of financing: This study was carried out within the framework of state assignment “Parameters of the transformation of biogeochemical cycles of biogenic elements in natural and anthropogenic ecosystems” and the Development Program of the Interdisciplinary Scientific and Educational School of Lomonosov Moscow State University “The future of the planet and global environmental changes”.

For citation: Timofeeva M.V., Goncharova O.Y., Matyshak G.V., Chuvanov S.V. (2022) Carbon flows on the wetland complex ecosystems of the discontinuous permafrost zone of Western Siberia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 109–125. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/24/7

Введение

Криогенные торфяные почвы являются значимыми наземными пулами углерода на планете – в их метровой толще сохранено порядка 50 % от общего почвенного органического углерода (порядка 280 Pg углерода) [Tarnocai et al., 2009]. В условиях изменяющегося климата этот депозит – потенциальный источник неорганических и органических соединений углерода, экспортируемого из торфяников атмосферными и водными потоками [Freeman et al., 2001; Evans, Monteith, Cooper, 2005; Limpens et al., 2008; Fenner, Freeman, 2011], которые тесно связаны между собой [Sobek et al., 2003; Moore, Paré, Boutin, 2008; Pagano, Bida, Kenny, 2014]. В северных широтах, в условиях близкого залегания многолетнемерзлых пород (ММП) и низкой сорбционной активности маломощного деятельного слоя, основным связующим звеном между торфяниками и крупными водосборами являются почвенные (в том числе надмерзлотные) воды. Изучение гидрохимии водных потоков важно еще и потому, что это наиболее чув-

ствительный индикатор происходящих в экосистемах преобразований – химические параметры растворов наиболее быстро реагируют на все изменения. Дegradaция ММП может повлиять как на величины экспорта, так и на состав растворенного органического вещества, при этом изменяются гидрологический режим, структура и функционирование сопряженных экосистем, а также ландшафты территории [Olefeldt, Roulet, 2012; Матвеева, 2017]. Количество и качество органического вещества могут также изменить эмиссию CO_2 и CH_4 из торфяников, поскольку минерализация водорастворимого органического вещества (РОВ) вносит свой вклад в дыхание почв. В результате баланс углерода изменяется не только в сопряженных водных экосистемах [Fellman et al., 2008], но и на площади всего водосбора [Karlsson et al., 2010].

Растворимые органические вещества почвенных растворов и природных вод представляют собой сложную смесь ароматических и алифатических богатых углеродом соединений, среди которых преобладают высокомолекулярные вещества – гумусовые

кислоты; но присутствуют и соединения с низкой молекулярной массой – органические кислоты, пептиды, моносахариды и дисахариды, аминсахара [Zsolnay, 1996]. Растворимые органические вещества играют важную роль в функционировании наземных экосистем: оказывают влияние на формирование химического состава почв и их развитие [Lofts et al., 2001; Kaizer et al., 2001], тесно связаны с транспортом питательных элементов, металлов и органических загрязнителей [Schnitzer, Khan, 1972; Christ, David, 1996; Michalzik, Matzner, 1999], выступают субстратом для почвенной микрофлоры [McDowell, Likens, 1988] и растительности [Nasholm et al., 1998]. Рядом работ показано влияние POB на биологическую активность почв [Xu, Juma, 1993; Flessa et al., 2000], выветривание минералов [Raulund-Rasmussen et al., 1998] и некоторые почвенные процессы [Dawson et al., 1978; Neff, Asner, 2001].

Неорганический растворенный углерод в пресных водах представлен метаном (CH_4) и диоксидом углерода (CO_2), а также разными сочетаниями ионов HCO_3^- , CO_3^{2-} . Основными процессами, обеспечивающими поступление в водотоки соединений растворенного неорганического углерода и определяющими его концентрацию, являются: 1) дыхание почвы, приводящее к насыщению грунтовых вод CO_2 ; 2) дыхание водных организмов, протекающее как в воде, так и в илах и донных отложениях, с которыми соприкасается вода; 3) деструкция органических остатков непосредственно в водотоках; 4) растворение карбонатов и выветривание силикатных минералов в почвах и почвообразующих породах; 5) газообмен между водной средой и атмосферой [Stumm, Morgan, 1981; Wetzel, 1983; Wetzel, Likens, 1991]. Уменьшение концентрации двуокиси углерода в воде происходит в процессе фотосинтеза (когда диоксид углерода поглощается водными растениями), а также в результате выделения его в атмосферу (дегазация). Вклад различных источников зависит от индивидуальных характеристик водосбора: геологии коренных пород, свойств почвы, топографии местности, гидрологической сети, геокриологических условий и т.д. [Hope, Billet, Cresser, 1994; Jones, Mulholland, 1998]. Проточные и застойные природные воды с низким pH и слабой ионной силой пере-сыщаются двуокисью углерода и характеризуются высоким парциальном давлением этого газа – более высоким по сравнению с атмосферным. По этой причине значительные потоки углерода в составе CO_2 поступают из водного бассейна в атмосферу, т.е. поверхностные воды могут выступать источником углекислого газа. Часть растворенного CO_2 транспортируется водотоками в ручьях и реках вниз по течению и в итоге собирается в замкнутых пониженных участках

(водосборах) [Hope et al., 2004], обеспечивая таким образом непрерывный круговорот потока углерода, полученного на суше, в океаны и обратно в атмосферу [Kling, Kipphut, Miller, 1991; Hope, Billet, Cresser, 1994].

Количественная и качественная оценка углеродных соединений в системе литосфера – атмосфера – гидросфера необходима для выявления последствий потепления климата в северных экосистемах. Детальная оценка закономерностей и ведущих факторов перераспределения соединений углерода водными потоками в экосистемах криолитозоны, в области распространения прерывистой и островной мерзлоты не проводилась. В связи с этим цель работы – выявить закономерности и факторы перераспределения органических и неорганических соединений углерода в экосистеме торфяно-болотного комплекса криолитозоны Западной Сибири.

Объекты и методы

Район исследования расположен в криолитозоне, в области прерывистого распространения ММП на северной границе северной тайги. Рельеф полого-волнистый, приурочен к III озерно-аллювиальной равнине (отн. высота 25–35 м), которая находится в междуречье рек Лев. Хетта и Хейгияха (Надымский район, Тюменская область, ЯНАО). Расчлененные части равнины, приуроченные к берегам рек, залесены, а центральные нерасчлененные ее части характеризуются высокой заболоченностью и заозеренностью [Васильевская, Иванов, Богатырев, 1986]. Характеризуется район суровыми климатическими условиями: продолжительный зимний период (7–8 мес.), отрицательная среднегодовая температура воздуха (-5°C), количество осадков варьирует от 450 до 650 мм/год. Ландшафты территории представлены двумя основными типами, которые различаются между собой по присутствию ММП и степени гидроморфизма. Автоморфные лесные ландшафты, представленные северной тайгой, характеризуются отсутствием ММП в настоящее время. На формирование ландшафтов лесотундры, которые представлены олиготрофными болотами и бугристыми торфяниками, оказывают влияние ММП, залегающие на глубине 1–2 м [Москаленко, 2012].

В качестве ключевого объекта исследования был выбран торфяно-болотный комплекс, представляющий собой комбинацию плоскобугристых торфяников и сопряженных заболоченных ложбин стока. Изучаемые торфяники характеризуются плоской и слабонаклонной крупнокочковатой поверхностью и приподняты над общим уровнем верховых болот на 0,5–5,0 м [Матышак и др., 2017], благодаря чему плоскобугристый торфяник развивается в полугид-

роморфных, а местами и в автоморфных условиях. Почвенный покров плоскобугристых торфяников отличается высокой комплексностью. В целом почвенный профиль здесь сложен 1–2 органогенными горизонтами (различного ботанического состава и степени разложения) общей мощностью 40–60 см и подстиляется минеральной составляющей. Минеральные горизонты представлены песчаным, реже суглинистым материалом, который сменяется мерзлыми породами того же состава. Наиболее типичные для изученных торфяников почвы (по КиДПР-2004) – торфяная олиготрофная мерзлотная (ТО–ТТ $\perp$), торфяно-криозем (Т–CR–C $\perp$) и торфяно-глеезем (Т–G–CG $\perp$). Многолетние мерзлотные породы в пределах 0,5–1 м и представлены высокольдистыми отложениями песчано-супесчаного состава. В растительном покрове торфяников доминируют *Betula nana* L., *Rubus chamaemorus* L., *Ledum palustre* L., *Vaccinium uliginosum* L. Для напочвенного яруса характерны лишайники рода *Cladonia* (*Cladonia rangiferina* (L.) Weber ex F.H. Wigg., *Cladonia stellaris* (Opiz.) Pouz. et Vezda., *Cladonia sylvatica* L.) и мхи рода *Sphagnum*; а для травяного – представители сем. Сурегасеae. Ложбины стока между буграми представлены верховым олиготрофным болотом, имеют вытянутую форму и соединены между собой в единую сеть. В этих ландшафтах основными почвообразующими процессами являются заболачивание и торфонакопление, что определяет

развитие здесь органогенных типов почв: преобладают торфяные олиготрофные почвы, местами встречаются торфяные эутрофные. Многолетнемерзлые породы залегают глубже 2 м. Растительность представлена сфагновыми мхами и олиго- и мезотрофными гидрофитами.

Полевые исследования и отбор образцов почвы и воды для лабораторных исследований проводили в августе (пик вегетационного сезона) 2018 г. Точки опробования были заложены так, чтобы охватить всю площадь изучаемого торфяника (рис. 1), располагались они на однотипной лишайниковой растительности на выровненных участках между кочками, чтобы исключить влияние микрорельефа. Для определения микрорельефа и растительности было заложено три трансекты (указаны красным цветом) в разных направлениях ($n = 45$), а для определения параметров функционирования экосистем (эмиссия и концентрация парниковых газов; температура и влажность почвы; pH, электропроводность (ЕС) и окислительно-восстановительный потенциал (ОВП) болотных вод) точки закладывали по трем кругам, условно маркирующим центральную, среднюю и краевую часть торфяника, еще один круг был заложен на болоте ($n = 10$ для каждого круга). Дополнительно закладывали трансекты длиной до 80 м (черным цветом) на ложбинах стока в направлениях от торфяника.

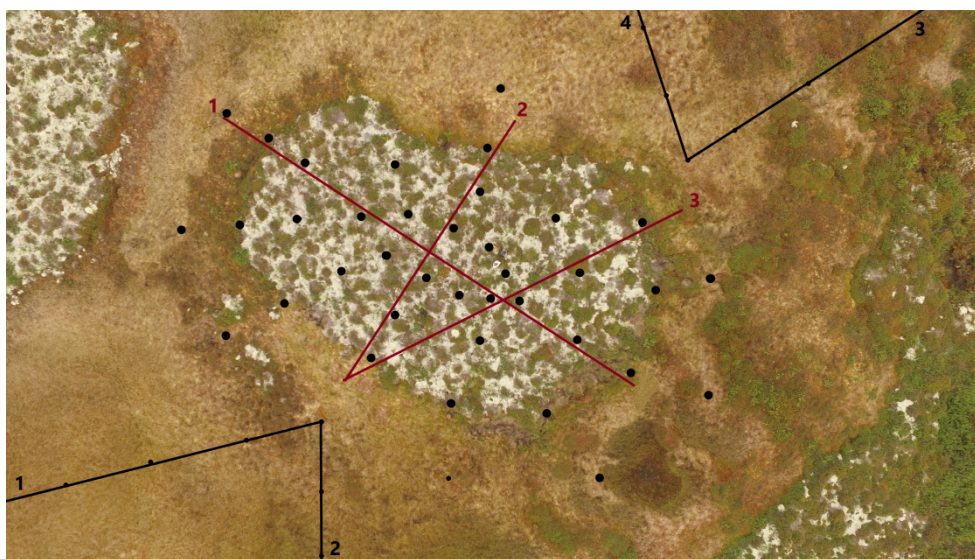


Рис. 1. Расположение точек опробования на изучаемом торфяно-болотном комплексе

Fig. 1. The sampling points location of the studied bog complex

1. Определение проективного покрытия травяно-кустарничкового яруса (ТКЯ) и мохово-лишайни-

кового покрова (МЛП) проводили с использованием квадрата-сетки – метровой квадратной рамки, разде-

ленной на 100 одинаковых ячеек площадью 100 см² каждая.

2. Микрорельеф определяли на основе относительных высот, за 0 была принята точка с наименьшим превышением.

3. Эмиссию CO₂ и CH₄ почвами торфяника и болота измеряли однократно в каждой точке в дневное время суток (11:00–14:00) методом статичных закрытых камер [Смагин, 2005]. Перед установкой камер для исключения дополнительного потока CO₂ за счет дыхания фитоценоза удаляли растительность. Контроль температуры воздуха во время измерений осуществляли с помощью электронных термометров TP3001 (разрешение 0,1 °C, точность ±1 °C).

4. Концентрацию CO₂ в почвенном воздухе определяли методом мембранных пробоотборников [Смагин, 2005]. В почву на 5–10 см выше стола мерзлоты были помещены трубки диаметром 1 см, герметично закрытые с поверхности резиновой пробкой.

5. В каждой точке опробования в трехкратной повторности измеряли температуру почвы на глубине 10 см с помощью термощупа TP3001 (разрешение 0,1 °C, точность ±1 °C) и объемную влажность в верхнем 20-сантиметровом слое почвы с помощью влагомера Spectrum TDR (разрешение 1 %, точность ±3 %). Точки подбирали так, чтобы они были расположены достаточно близко от места установки камер для определения эмиссии парниковых газов, но не нарушали при этом нативное состояние почвенного покрова.

6. Измерение мощности сезонно-талого слоя (СТС) проводили зондированием мерзлотным щупом (ГОСТ 26262-2014, 2015), который представляет собой заостренный стержень, сделанный из металла. Длина щупа – 2 м, диаметр – 10 мм.

7. Определение содержания растворенного диоксида углерода в болотных водах проводили методом headspace equilibration [Hope, Billet, Cresser, 1994]. Дальнейший расчет концентрации (моль/л) и парциального давления CO₂ (µatm) проводился с учетом объемов жидкой и газообразной фазы в пробоотборнике, температуры воды и pH [Halbedel, 2018]. Измерения концентрации CO₂ в пробах проводили на портативном газоанализаторе с инфракрасным датчиком RMT DX6210 (разрешение 0,001 %, точность 0,002 %). Для оценки концентрации CH₄ пробы отбирали в герметичные емкости с солевым раствором и определяли на газовом хроматографе Кристаллюкс 4000М (чувствительность 10⁻⁵ %, точность 2 %). Для оценки торфяно-болотного комплекса как потенциального источника газов в атмосферу, измерены концентрации накопленного в почве и в воде CO₂. Концентрацию CO₂ в почвенных надмерзлотных водах оценивали с использованием данных по кон-

центрации CO₂ в почвенном воздухе (метод мембранных пробоотборников), находящемся в равновесии с надмерзлотными водами. В соответствии с законом Генри–Дальтона при температуре воды около 0 °C и pH = 4 концентрация CO₂ в воде будет приблизительно в 1,6 раз больше, чем в почвенном воздухе [Смагин, 2005]. На основе этого мы считаем, что данные по концентрации CO₂ в надмерзлотных водах торфяника и поверхностных водах болота сопоставимы и могут быть использованы для сравнения друг с другом. Соответственно, мы получили три типа данных: концентрация CO₂ в болотных водах (моль/л), концентрация CO₂ в почвенном воздухе надмерзлотного горизонта почв торфяника (ppm), а также расчетная концентрация CO₂ в надмерзлотных водах торфяника (ppm).

8. Определение физико-химических свойств воды (pH, ЕС, ОВП) проводили с помощью портативных полевых измерителей серии HANNA Instruments (погрешность приборов составляет ± 0,1 ед. pH, ± 2% мкСм, ±2 mV для pH-метра, кондуктометра и вольтметра соответственно).

9. Произведен отбор образцов почвы и воды. В точках с возможностью отбора свободной воды отбирали непосредственно воду. В точках, где такой возможности не было ввиду недостаточного увлажнения, для сбора свободной воды под небольшим прессом отжимали ее из почвенных пор [Раудина и др., 2016]. До проведения лабораторных анализ образцы хранили при естественной влажности и температуре 4 °C.

Лабораторный анализ отобранных образцов был проведен с использованием стандартных аналитических методов.

1. Определение влажности почвенных образцов проводили на анализаторе влажности MB35 (погрешность ±0,3 %).

2. Анализ водноэкстрагируемого органического углерода (ВОУ) в водной вытяжке (1 : 25) [Теория и практика..., 2006], а также общего органического углерода (Сорг) и водорастворимого органического углерода (РОУ) в природных водах проводили методом каталитического сжигания на автоматическом анализаторе TOC – V_{CPN} (Shimadzu, Japan). Ввиду высокого содержания в пробах грубодисперсного материала, для определения Сорг образцы отфильтровывали через крупнопористые фильтры «белая лента» (5–8 µm). Растворимый органический углерод определяли в водах, пропущенных через ацетатцеллюлозный мембранный фильтр (0,45 µm) [Zsolnay, 1996].

3. В образцах определение дисперсного органического углерода (ДОУ) проводили расчётным методом по разности Сорг и РОУ.

Статистический анализ полученных данных проводился в программном пакете Statistica 10.0 с помощью методов параметрической и непараметрической статистики. Данные проверяли на нормальность, используя критерии Колмогорова–Смирнова, Лиллиефорса и Шапиро–Уилка, в случае, когда данные проходили проверку по всем критериям, выборку считали нормально распределенной. Для сравнения выборок использованы параметрический критерий Стьюдента (t-критерий) и непараметрический критерий Краскела–Уоллиса. Для выявления связи между физико-химическими свойствами и параметрами функционирования использовали корреляционный анализ с включением коэффициента корреляции Спирмена. Выбранный уровень значимости $\alpha = 0,05$. Построение картограмм для выявления пространственного распределения параметров исследования проводили в пакете GoldenSoftwareSurfer 8.

Результаты

Экологические факторы в пределах торфяно-болотного комплекса. Мохово-лишайниковый покров характерен для всей изученной площади, его проективное покрытие в среднем на торфянике составляло $91 \pm 17\%$. ТКЯ в разных точках занимал от 0 до 90 % поверхности, для него характерна крайне высокая вариабельность (коэффициент вариации

77 %). Относительное превышение, отражающее микрорельеф поверхности, в среднем составляло $0,57 \pm 0,24$ м (коэффициент вариации 42 %). Выявлено, что северная и северо-восточная части торфяника имеют более крутой уклон поверхности по сравнению с южным склоном, характеризующимся более пологим спуском. Мощность СТС в пределах торфяника на 11 августа 2018 г. варьировала от 0,3 до 0,5 м. Стол мерзлоты имеет выраженный рельеф (рис. 2). В средней части торфяника СТС имеет наименьшую мощность (тест Тьюки, $p < 0,005$), на болоте ММП не фиксировались двухметровым щупом. Температура почвы в дневное время на глубине 10 см на торфянике примерно в три раза меньше температуры воды в болоте. Выявлена слабая, но значимая связь ($r = 0,373$ при $p = 0,05$; $n = 30$) между глубиной СТС и температурой почвы. Влажность в верхнем 20-сантиметровом слое почвы на торфянике варьирует в пределах 21,8–58,0 % и значительно отличается ($p = 0,0000$) от таковой в почвах олиготрофного болота, где влажность более стабильна и существенно выше.

Воды олиготрофного болота характеризуются относительно стабильной величиной pH (3,6–4,2), слабой минерализованностью, о чем говорит низкая солевая нагрузка (ЕС не превышает 65мкСм/см), а также окислительными условиями с ОВП более +220 мВ (табл. 1).

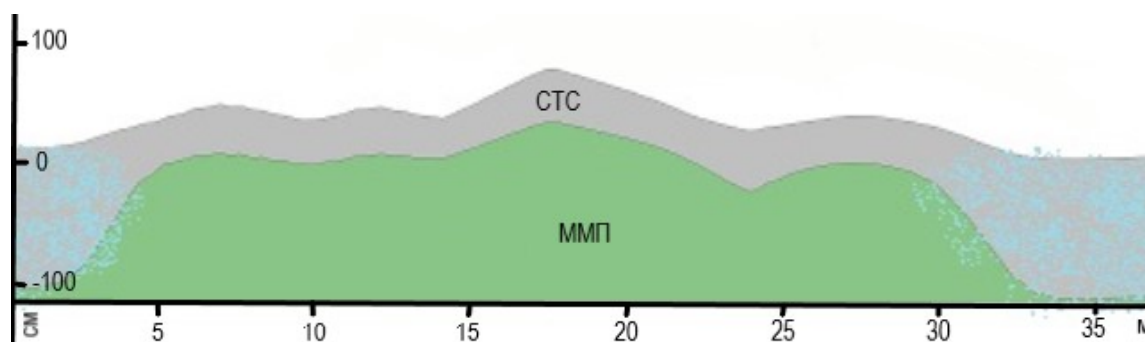


Рис. 2. Поперечный профиль торфяника, отражающий рельеф залегания ММП

Fig. 2. The profile of the permafrost relief

Таблица 1

Физические и химические свойства почв и вод болотно-торфяного комплекса

Table 1

Physical and chemical properties of soils and waters of the bog complex

Экосистема	СТС, м	t почвы/воды, °C	W почвы, %	pH	ЕС, мкСм/см	ОВП, мВ
Плоскобугристый торфяник	$0,40 \pm 0,06$ (21%)	$4,4 \pm 1,2$ (28%)	$47,2 \pm 2,1$ (16%)	–	–	–
Олиготрофное болото	–	$13,0 \pm 1,4$ (11%)	$60,6 \pm 0,3$ (2%)	$3,9 \pm 0,1$ (6%)	57 ± 18 (18%)	337 ± 17 (5%)

Примечание. Указаны средние значения $\pm$ стандартные отклонения (коэффициент вариации), $n = 30$ и 26 для торфяника и болота соответственно.

Note. Mean values $\pm$ standard deviations (coefficient of variation) are indicated, $n = 30$ and 26 for palssa and bog, respectively.

Характеристика неорганических соединений углерода. Эмиссия CO_2 почвами торфяника и олиготрофного болота составила 94 ± 48 и 85 ± 25 $\text{mg CO}_2/\text{m}^2/\text{час}$ соответственно (рис. 3). Данный показатель характеризуется высокой пространственной вариабельностью (коэффициенты вариации 51 и 30 % для торфяника и болота соответственно). Распределение значений эмиссии CO_2 подчиняется закону нормального распределения. Значимых различий по этому параметру в пределах торфяника (в разных его частях) не выявлено, отсутствуют различия и между двумя экосистемами. Корреляционный анализ не дал статистически значимых результатов связи между эмиссией и другими показателями.

Эмиссия метана почвами торфяника не превышает $0,8$ $\text{mg CH}_4/\text{m}^2/\text{ч}$ ($n = 4$), на болоте значения выше на порядок – до $9,0$ $\text{mg CH}_4/\text{m}^2/\text{ч}$ ($n = 2$). Хочется отметить, что измерения метана на торфянике были единичны в силу того, что, во-первых, поток этого газа почвами торфяника мал по сравнению с потоком диоксида углерода. Во-вторых, измерения эмиссии почвами болота сопряжены с методическими сложностями, вызванными отбором, хранением и транспортировкой проб.

В силу того, что величина эмиссии не полностью отражает биологическую активность почв, так как зависит не только от биотических, но и абиотических факторов, для более детальной оценки соединений неорганического углерода проведены измере-

ния концентрации диоксида углерода в почвенном воздухе и в воде экосистем торфяно-болотного комплекса (табл. 2). Данный показатель характеризуется высокой пространственной вариабельностью. Значения концентрации CO_2 не подчиняются закону нормального распределения. В пределах торфяника установлены достоверные различия концентрации CO_2 в почвенном воздухе – максимальные величины характерны для краевой части торфяника. Локально имеются точки с экстремально высокими значениями (до 20 тыс. ppm), приуроченные к местам наибольшего сезонного протаивания ($r = 0,537$ при $p = 0,05$; $n = 30$).

На болоте также наблюдаются точки с повышенной концентрацией CO_2 в воде. В целом по мере удаления от торфяника концентрация CO_2 в болотной воде снижается (рис. 4). Однако по трансектам не всегда удается однозначно это проследить в силу того, что в конце трансект часто сказывается присутствие соседних торфяников, входящих в торфяно-болотный комплекс. Установлено, что изученные болотные воды в августе характеризуются парциальным давлением CO_2 более 350 μatm .

Концентрация метана в почвенном воздухе и поверхностных водах торфяно-болотного комплекса чрезвычайно мала и не превышает 0,05 %. Значимых отличий в концентрации неорганических соединений углерода в болотных и надмерзлотных водах торфяника не выявлено.

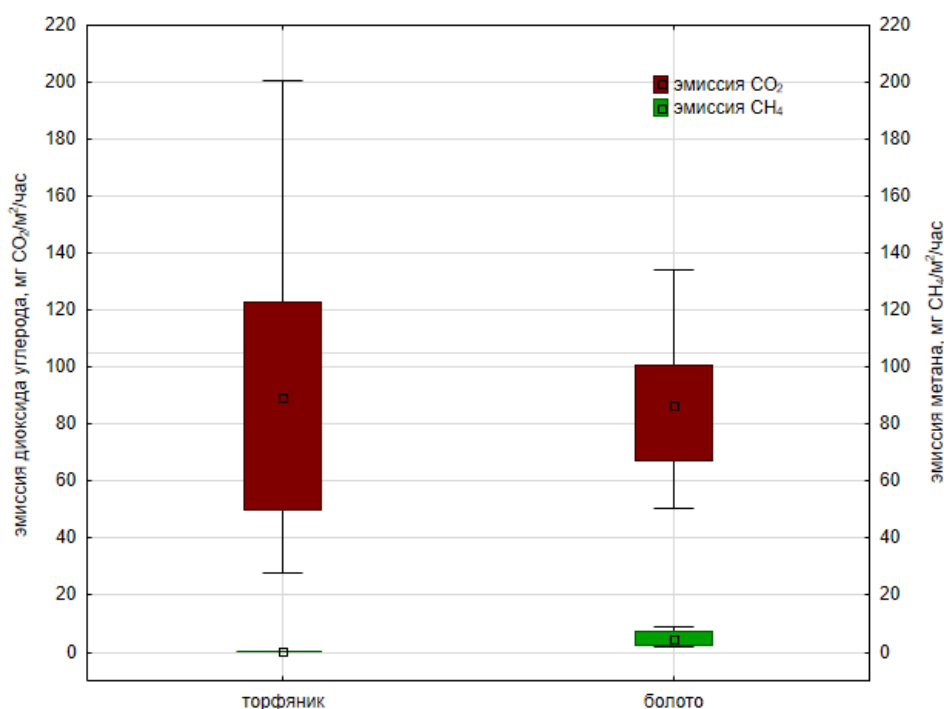


Рис. 3. Эмиссия диоксида углерода и метана почвами торфяно-болотного комплекса

Fig. 3. The carbon dioxide and methane efflux by the soils of the peat-bog complex

Таблица 2

Описательная статистика концентрации CO₂ в экосистемах торфяно-болотного комплекса

Table 2

The descriptive statistics of the inorganic carbon compounds content and fluxes in the peat-bog complex ecosystems

Показатель	N	Среднее	Ст. откл.	Нижний квартиль	Медиана	Верхний квартиль	Экссесс	Ст. ошибка экссесса	Коэффициент вариации
Плоскобугристый торфяник									
Концентрация CO ₂ в почвенном воздухе, ppm	30	6 010	4 178	3 210	4 600	7 200	1,98	0,43	70
Концентрация CO ₂ в почвенных надмерзлотных водах, ppm	30	10 010	6 960	5 347	7 662	11 993	1,98	0,43	70
Олиготрофное болото									
Концентрация CO ₂ в болотных водах, мкмоль/л	26	337	225	183	274	379	1,52	0,47	67
Парциальное давление CO ₂ , atm	26	8 916	5 207	4 579	8 227	10 523	0,95	0,43	58

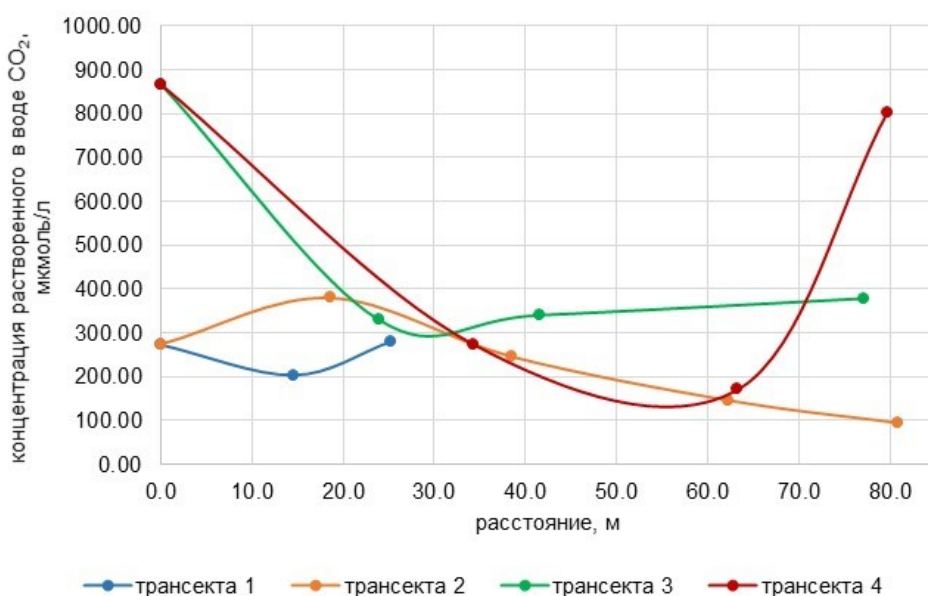


Рис. 4. Изменение концентрации CO₂ в болотных водах по мере удаления от торфяника

Fig. 4. Change in CO₂ concentration in the fen water with distance from the palsa

В целом в пределах изученного торфяно-болотного комплекса с помощью корреляционного анализа выявлена связь концентрации CO₂ с факторами среды: температурой ($r = 0,396$ при $p = 0,003$; $n = 55$) и влажностью ($r = 0,315$ при $p = 0,048$; $n = 40$) почвы, а также с величиной ЕС воды ($r = 0,419$ при $p = 0,037$; $n = 25$). Закономерно выявлена прямая тесная связь между эмиссией и концентрацией CO₂ ($r = 0,802$ при $p = 0,05$; $n = 40$).

Характеристика органических соединений углерода. Концентрация РОУ в надмерзлотных водах

торфяника и болотных водах в целом варьирует от нескольких десятков до более чем 200 мг/л, содержание ДОУ ниже на 1–2 порядка (рис. 5). Участки торфяника по содержанию РОУ и ДОУ достоверно не отличаются. Закономерно более высокие значения РОУ в торфяно-болотном комплексе характерны для почвенных надмерзлотных вод ($p = 0,000035$) по сравнению с болотными. По ДОУ надмерзлотные воды торфяника и болотные воды не отличаются.

Содержание водноэкстрагируемого органического углерода на торфянике варьирует от 380 до

1 900 мг/г почвы (коэффициент вариации 45 %) и в среднем составляет 800 мг/г почвы. Различий в содержании БОУ на разных участках торфяника не выявлено. Корреляционный анализ не выявил

достоверных связей содержания органического углерода (разных фракций) с параметрами функционирования среды (температура, уровень СТС, ОВП, pH и др.).

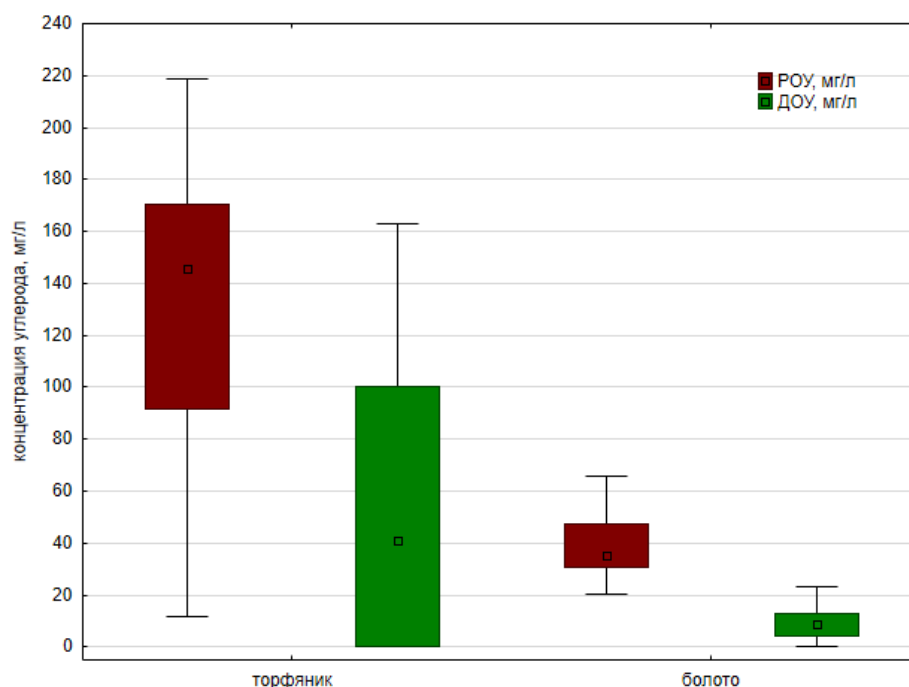


Рис. 5. Концентрация фракций органического углерода в водах экосистем торфяно-болотного комплекса

Fig. 5. Concentration of organic carbon compounds in the wetland complex ecosystems waters

Обсуждение

Олиготрофное болото и плоскобугристый торфяник представляют собой две контрастные экосистемы и значительно отличаются по изученным свойствам и параметрам функционирования. Основным фактором, создающим контрастность условий, выступает наличие и глубина залегания ММП в толще почвенного профиля торфяника, где СТС не превышает 0,5 м и определяет режимы функционирования почв. По полученным данным, эта неоднородность условий выражается в крайне высокой вариабельности микрорельефа, растительности, температуры и влажности почв. В ложбинах стока, представленных олиготрофным болотом, ММП отсутствуют (или залегают на глубине более 2 м) и не оказывают прямого влияния на функционирование экосистемы в настоящее время [Матышак и др., 2017], в связи с чем контрастность условий на них выражена слабее.

Содержание неорганических соединений углерода и их связь с факторами среды. Установлено, что эмиссия диоксида углерода в августе в изученных экосистемах в целом невысокая. Полученные значе-

ния эмиссии CO_2 свидетельствуют о низкой биологической активности в изученных экосистемах [Наумов, 2009; Курганова, 2010] несмотря на то, что исследования проводились в пик вегетационного сезона. Указанные величины по эмиссии и концентрации CO_2 сравнимы с таковыми, полученными на данной территории [Бобрик, 2016; Гончарова и др., 2016; Бобрик и др., 2018] и на схожих объектах Западной Сибири [Наумов, 2011; Головацкая, Дюкаев, 2012]. В целом для олиготрофного болота характерен сложный характер функционирования и множество связанных друг с другом и оказывающих взаимное влияние факторов, что в свою очередь вносит вклад в интерпретацию полученных результатов [Бобрик, 2016].

В работе по схожим объектам было сделано предположение [Гончарова и др., 2019], что не весь продуцируемый почвами газ выделяется с поверхности, возможны его потери за счет грунтового стока. В краевых частях изученного нами торфяника имеются точки с экстремально высокими значениями эмиссии и концентрации CO_2 (рис. 6), что косвенно подтверждает высказанное предположение. Нижние

горизонты торфяника характеризуются близкими к нулю температурами [Goncharova et al., 2015], из-за чего возможно интенсивное растворение газа в холодных почвенных надмерзлотных водах [Смагин, 2005], образующихся при активном таянии сезонно-мерзлых пород. Латеральными потоками растворенный CO_2 транспортируется с надмерзлотными водами к более низким участкам мезорельефа, которыми является болото. На границе торфяник – болото происходит резкая смена температуры (ее повышение), за счет чего CO_2 высвобождается в газообразном виде, обуславливая образование здесь «горячих точек» эмиссии и концентрации CO_2 . Локусы с экстремально высокими значениями концентрации выявлены и на торфянике, здесь они приурочены к местам наибольшего сезонного протаивания. Вероятно, тут высока роль физических процессов газопереноса – CO_2 «стекает» по столу мерзлоты и аккумулируется в понижениях, растворяясь в надмерзлотной верховодке, а не высвобождается в виде атмосферных потоков. Установленная с помощью корреляционного анализа прямая связь концентрации CO_2 и мощности СТС дополнительно это подтверждает. Не стоит забывать и о боковой диффузии газов, которая в торфяных почвах по сравнению с минеральными может протекать более активно за счет их горизонтальной слоистости. Благодаря этому процессу также возможны потери CO_2 в торфяных почвах.

Таким образом, содержание диоксида углерода на границе торфяник – олиготрофное болото отражает не столько функционирование непосредственно болота, а кумулятивный эффект, складывающийся из процессов газообмена и на болоте, и на торфянике. По мере удаления от торфяника, влияние поступающих с него потоков будет ослабевать и на каком-то расстоянии концентрация CO_2 в воде будет показывать функционирование непосредственно болота. Тут надо отметить, что поскольку торфяно-болотный комплекс сложен множеством торфяников, расположенных изолированно друг от друга, но на небольших расстояниях, найти «контрольные» точки, не подверженные влиянию потоков с торфяника, достаточно сложно. В замкнутых ложбинах, с трех сторон окруженных торфяниками, концентрация очень велика, что отражают трансекты 1 и 4. А вот линия, по которой проложена трансекта 2, не окружена торфяниками и находится в отдалении от них и имеет линейный характер уменьшения концентрации.

Некоторые вопросы вызывает отсутствие различий в эмиссии CO_2 почвами торфяника и олиготрофного болота, однако это вновь может быть связано с недоучетом потока CO_2 с поверхности торфяника и перераспределением этих потоков между торфяником и болотом. Кроме этого, 2018 г. ха-

рактеризовался стабильными и достаточно низкими температурами воздуха, что и повлияло на выравнивание показателей эмиссии в двух экосистемах: при более низких температурах газ лучше растворяется в растворе (в болотных водах), а при высоких в большей степени эмитирует. Несмотря на отсутствие в этот год тесной связи между температурой и эмиссией, наблюдается тенденция к прямой связи, поэтому полностью отказываться от связи температуры и эмиссии мы не можем.

Исследованные болотные воды существенно пересыщены углекислотой по отношению к атмосфере, так как превышают условное фоновое значение $350 \mu\text{atm}$ для северных экосистем [Tans, Fung, Takahashi, 1990]. Соответственно, при смене условий (например, повышение температуры) болотные воды могут стать значительным источником этого парникового газа в атмосферу, вызывая сдвиг углеродного баланса.

Установлено, что полученные значения по эмиссии CH_4 болотом являются характерными для почв западносибирских болот в летний период [Глаголев, Смагин, 2006; Глаголев, 2010]. Nilsson и соавт. [2001] отмечает крайне высокую (2–3 порядка) пространственную вариабельность потока метана из естественных болот, характерную и для проведенного нами исследования. Что касается торфяника, то рядом работ [Regina et al., 2007; Глаголев и др., 2008] показано снижение эмиссии CH_4 при его осушении, так как увеличивается аэробная зона торфяной залежи и происходит полное окисление растительных остатков и торфа с образованием CO_2 . Изученный нами торфяник частично развивается в автоморфных условиях, обеспечивая аэробные условия в почвенной толще, что и обуславливает низкие значения эмиссии метана. Близкие к нулю концентрации метана в поверхностных обводненных горизонтах изученных почв олиготрофного болота можно объяснить тем фактом, что воды здесь являются насыщенными кислородом, о чем говорят значения ОВП более +220 мВ.

Перельман [1975] определял воды с такой величиной как «характеризующиеся окислительной окислительно-восстановительной обстановкой» и «насыщенные кислородом». Метан чаще образуется в анаэробных условиях, при недостатке кислорода – в наших объектах это происходит на глубине более 20 см. При переносе газа к поверхности почвы значительная доля CH_4 может потребляться метанотрофными микроорганизмами [Глаголев и др., 2001], снижая поток этого газа с поверхности. Наумов [2009] отмечал, что верховые олиготрофные болота являются источниками метана только в теплый период и даже тогда интенсивность эмиссии низка.

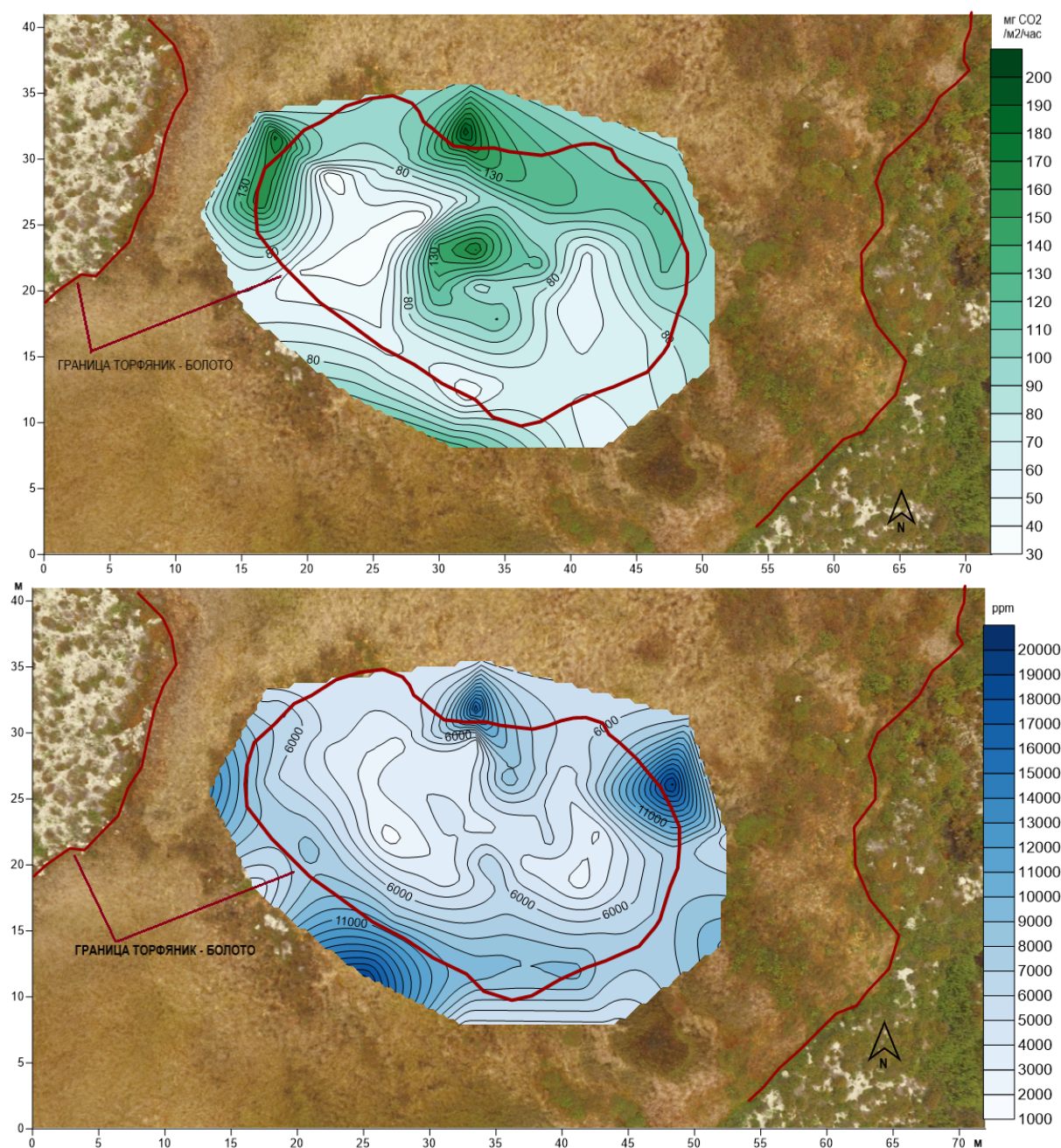


Рис. 6. Пространственное распределение эмиссии (а) и концентрации (б) CO_2 почвами торфяно-болотного комплекса

Fig. 6. C Spatial distribution of CO_2 efflux (a) and concentration (b) by the wetland complex soils

Взаимосвязь факторов среды и органических соединений углерода. Выявлено, что содержание органического углерода на торфяно-болотном комплексе высокое. Полученные значения пусть и сопоставимы с таковыми на некоторых аналогичных объектах Западной Сибири [Покровский, Широкова, Кирпотин, 2012; Раудина, 2016] и Канады [Glatzel, 2003], но несколько превышают данные по другим объектам бореального пояса России [Gandois et al., 2019],

Швеции [Olefeldt et al., 2012] и Канады [D'Acunha et al., 2019]. Более высокие концентрации РОУ почвенных надмерзлотных вод по сравнению с болотными, возможно, связаны с отсутствием сорбции органического вещества на минеральных компонентах почв. Близкое залегание ММП выступает водупором и является эффективным барьером для фильтрующихся почвенно-грунтовых вод [Woo, 1986], препятствуя их проникновению в более глу-

бокую минеральную толщу. Локальный ток воды обеспечивает транспорт и вынос всех растворенных веществ в болото. Потери органического углерода с торфяника возможны именно за счет этих вод. Торфяники, формирующиеся в криолитозоне, характеризуются специфической гидрологией [Yamazaki et al., 2005; Petrone et al., 2006] и взаимосвязи между почвенно-грунтовыми, болотными, надмерзлотными и поверхностными водами здесь очень сложные [White et al., 2008]. Зависят они от множества параметров, в первую очередь от характера распространения ММП и мощности СТС [Carey, 2003; Petrone et al., 2007], поэтому описанная картина вполне реальна. Благодаря высокой концентрации РОУ в почвенных растворах и отсутствию сорбции на минеральных компонентах торфяники могут выступать значительным источником органического углерода в сопряженные водные экосистемы. Frey, McClelland [2009] отмечали, что в целом наблюдается увеличение экспорта РОУ из районов с обширными торфяными отложениями. Это подтверждает возможный вынос РОУ.

Аналогичные результаты, когда РОУ на торфянике больше, чем в окружающем болоте, были получены Раудиной [2018]. Автор высказывал предположение о связи данного явления с адсорбцией РОУ минеральными горизонтами и криоконцентрацией растворенных веществ при замораживании почвенного раствора. Можно предположить, что если будет вскрываться минеральный горизонт (например, при потеплении и большем протаивании), то углерод будет сорбироваться и оставаться в пределах торфяника.

Заключение

Крупномасштабные исследования на локальном плоскобугристом мерзлом торфянике, окруженном олиготрофным болотом, показали наличие сложных многофункциональных связей между почвой, атмосферой и гидросферой с точки зрения перераспределения соединений углерода. Изученный торфяник поставляет углерод в сопряженные ландшафты в двух видах: неорганические соединения, представленные метаном и диоксидом углерода, а также углерод органического вещества (дисперсный и растворенный). Наличие «горячих точек» на границе торфяник – болото свидетельствует об активном переносе органического и неорганического углерода из торфяника в сопряженные водные экосистемы и возможном преобладании этого пути транспортировки соединений. Тот факт, что болотные воды пересыщены диоксидом углерода по сравнению с атмосферным воздухом, указывает на возможность этой экосистемы выступать значительным источником CO_2 при изменении условий среды (изменение температурного режима, например). При этом полугидроморфные и автоморфные экосистемы (плоскобугристые торфяники) также эмитируют газы, пусть и в меньшей степени. Однако при большем оттаивании ММП возможно увеличение экспорта РОУ и увеличение интенсивности эмиссии, что может вызвать сдвиги в углеродном балансе.

Список источников

- Бобрик А.А.** Закономерности эмиссии парниковых газов почвами северотаежных и лесотундровых экосистем Западной Сибири : дис. ... канд. биол. наук. М.: МГУ, 2016. 166 с.
- Бобрик А.А., Рыжова И.И., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Макаров М.И., Волкер Д.А.** Эмиссия CO_2 и запасы органического углерода в почвах северотаежных экосистем Западной Сибири в различных геоэкологических условиях // Почвоведение. 2018. № 6. С. 674–682.
- Васильевская В.Д., Иванов В.В., Богатырев Л.Г.** Почвы Севера Западной Сибири. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1986.
- Глаголев М.В., Лебедев В.С., Наумов А.В., Инишева Л.И., Дементьева Т.В., Головатская Е.А., Ерохин В.Е., Шнырев Н.А., Муханов В.В., Ножевникова А.Н.** Определение эмиссии и окисления метана некоторыми болотами Томской области // Функции почв в биосферно-геосферных системах : материалы междунар. симп. Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, 27–30 августа 2001 г. М. : МАКС Пресс, 2001. С. 148–149.
- Глаголев М.В., Смагин А.В.** Количественная оценка эмиссии метана болотами: от почвенного профиля до региона (к 15-летию исследований в Томской области) // Роль почв в биосфере. Труды Института экологического почвоведения Московского университета. 2006. Вып. 7. С. 51–83.
- Глаголев М.В.** Аннотированный список литературных источников по результатам экспериментальных измерений потоков парниковых газов (CH_4 и CO_2) из болот России // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2010. Т. 1. С. 100–123.
- Глаголев М.В., Чистотин М.В., Шнырев Н.А., Сирин А.А.** Летне-осенняя эмиссия диоксида углерода и метана осушенными торфяниками, измененными при хозяйственном использовании, и естественными болотами (на примере участка Томской области) // Агрохимия. 2008. № 5. С. 46–58.
- Головатская Е.А., Дюкарев Е.А.** Влияние ландшафтных и гидрометеорологических условий на эмиссию CO_2 в торфоболотных экосистемах // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418, № 4. С. 1–4.
- Гончарова О.Ю., Бобрик А.А., Матышак Г.В., Макаров М.И.** Роль почвенного покрова в сохранении структурной и функциональной целостности северотаежных экосистем Западной Сибири // Сибирский экологический журнал. 2016. № 1. С. 3–12.

- Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Тимофеева М.В., Сефилян А.Р. Оценка вклада корневого и микробного дыхания в общий поток CO₂ из торфяных почв и подзолов севера Западной Сибири методом интеграции компонентов // Почвоведение. 2019. № 2. С. 234–245.
- Курганова И.Н. Эмиссия и баланс углерода в наземных экосистемах России : автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 2010. 48 с
- Матвеева Н.В. Реакция растительного покрова на деградацию жильных льдов в Арктике // Западносибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее. М. : НИТГУ, 2017. С. 34–36.
- Матышак Г.В., Богатырев Л.Г., Гончарова О.Ю., Бобрик А.А. Особенности развития почв гидроморфных экосистем северной тайги Западной Сибири в условиях криогенеза // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1155–1164.
- Москаленко Н.Г., Бляхарчук Т.А., Понамарева О.Е. и др. Комплексный мониторинг северотаежных геосистем Западной Сибири. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2012.
- Наумов А.В. Дыхание почвы: составляющие, экологические функции, географические закономерности. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2009. 208 с.
- Наумов А.В. Современные процессы газообмена в сфагновых болотах лесостепной зоны Барабы (Западная Сибирь) // Сибирский экологический журнал. 2011. Т. 18, № 5. С. 657–663.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М. : Высш. шк., 1975. 342 с.
- Покровский О.С., Широкова Л.С., Кирпотин С.Н. Микробиологические факторы, контролирующие цикл углерода в термокарстовых водных объектах Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2012. № 3. С. 199–217.
- Раудина Т.В., Лойко С.В., Крицков И.В., Лим А.Г. Сравнение состава почвенных вод мерзлых болот Западной Сибири, полученных различными // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2016. № 3 (35). С. 26–42.
- Раудина Т.В. Состав и свойства жидкой фазы торфяных почв криолитозоны Западной Сибири : дис. ... канд. биол. наук. М. : НИТГУ, 2018. С. 1–186.
- Смагин А.В. Газовая фаза почв. М. : Изд-во Моск. ун-та, 2005. 301 с.
- Теория и практика химического анализа почв / под ред. Л.А. Воробьевой. М. : ГЕОС, 2006. 400 с.
- Carey S.K. Dissolved organic carbon fluxes in a discontinuous permafrost subarctic alpine catchment // Permafrost and Periglacial Processes. 2003. V. 14 (2). P. 161–171.
- Christ M.J., David M.B. Dynamics of extractable organic carbon in Spodosol forest floors // Soil Biol. Biochem. 1996. V. 28. P. 1171–1179.
- D'A Cunha B., Morillas L., Black T.A., Christen A., Johnson M.S. Net Ecosystem Carbon Balance of a Peat Bog Undergoing Restoration: Integrating CO₂ and CH₄ Fluxes from Eddy Covariance and Aquatic Evasion with DOC Drainage Fluxes // Journal of Geophysical Research Biogeosciences. 2019. V. 124 (4). P. 884–901.
- Dawson H.J., Ugolini E.C., Hrutford B.F., Zachara J. Role of soluble organics in the soil processes of a podzol, Central Cascades, Washington // Soil Sci. 1978. V. 126. P. 290–296.
- Evans C., Monteith D., Cooper D. Long-term increases in surface water dissolved organic carbon: observations, possible causes and environmental impacts // Environmental Pollution. 2005. V. 137. P. 55–71.
- Fellman J.B., D'Amore D.V., Hood E., Boone R.D. Fluorescence characteristics and biodegradability of dissolved organic matter in forest and wetland soils from coastal temperate watersheds in southeast Alaska // Biogeochemistry. 2008. V. 88. P. 169–184.
- Fenner N., Freeman C. Drought-induced carbon loss in peatlands // Nature geoscience. 2011. V. 4. P. 895–900.
- Flessa H., Ludwig B., Heil B., Merbach W. The origin of soil organic C, dissolved organic C and respiration in a long-term maize experiment in Halle, Germany, determined by ¹³C natural abundance // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2000. V. 163. P. 157–163.
- Freeman C., Evans C., Monteith D., Reynolds B., Fenner N. Export of organic carbon from peat soils // Nature. 2001. V. 412. P. 785–785.
- Frey K.E., McClelland J.W. Impacts of permafrost degradation on arctic river biogeochemistry // Hydrological Processes. 2009. 23L. P. 169–182.
- Gandois L., Hoyt A.M., Hatté C., Jeanneau L., Teisserenc R., Liotaud M., Tananaev N. Contribution of Peatland Permafrost to Dissolved Organic Matter along a Thaw Gradient in North Siberia // Environmental Science & Technology. 2019. V. 53 (24). P. 14165–14174.
- Glatzel S., Kalbitz K., Dalva M., Moore T. Dissolved organic matter properties and their relationship to carbon dioxide efflux from restored peat bogs // Geoderma. 2003. V. 113. P. 397–411.
- Goncharova O.Y., Matyshak G.V., Bobrik A.A., Moskalenko N.G., Ponomareva O.E. Temperature regimes of northern taiga soils in the isolated permafrost zone of Western Siberia // Eurasian Soil Science. 2015. V. 48 (12). P. 1329–1340.
- Halbedel S. Protocol for CO₂ sampling in waters by the use of the headspace equilibration technique, based on the simple gas equation; second update. Nature Publishing Group, a division of Macmillan Publishers Limited, 2018.
- Hope D., Billet M.F., Cresser M.S. A review of the export of carbon in river water: fluxes and processes // Environmental Pollution 1994. V. 84. P. 301–324.
- Hope D., Palmer S.M., Billett M.F., Dawson J.J.C. Variations in dissolved CO₂ and CH₄ in a headwater catchment: an investigation of soilstream linkages // Hydrological Process. 2004. V. 18. P. 55–75.
- Jones J.B., Mulholland P.J. Influence of drainage basin topography and elevation on carbon dioxide and methane supersaturation of stream water // Biogeochemistry. 1998. V. 40. P. 57–72.
- Kaiser K., Guggenberger G., Haumaier L., Zech W. Seasonal variations in the chemical composition of dissolved organic matter in organic forest floor layer leachates of old-growth Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) and European beech (*Fagus sylvatica* L.) stands in northeastern Bavaria, Germany // Biogeochemistry. 2001. V. 55. P. 103–143.
- Karlsson J., Christensen T.R., Crill P., Forster J., Hammarlund D., Jackowicz-Korczynski M., Kokfelt U., Roehm C., Rosen P. Quantifying the relative importance of lake emissions in the carbon budget of a subarctic catchment // J. Geophys. Res. 2010. V. 115.

- Kling G.W., Kipphut G.W., Miller M.C.** Arctic lakes and streams as conduits to the atmosphere: implications for tundra carbon budgets // *Science*. 1991. V. 251. P. 298–301.
- Limpens J., Berendse F., Blodau C., Canadell J. G., Freeman C., Holden J., Roulet N., Rydin H., and Schaepman-Strub G.** Peatlands and the carbon cycle: from local processes to global implications – a synthesis // *Biogeosciences*. 2008. V. 5. P. 1475–1491.
- Lofts S., Woof C., Tipping E., Clarke N., Mulder J.** Modelling pH buffering and aluminium solubility in European forest soils // *European Journal of Soil Science*. 2001. V. 52. P. 189–204.
- McDowell W.H., Likens G.E.** Origin, composition, and flux of dissolved organic carbon in the Hubbard Brook valley // *Ecological Monographs*. 1988. V. 58. P. 177–195.
- Michalzik B., Matzner E.** Dynamics of dissolved organic nitrogen and carbon in a Central European Norway spruce ecosystem // *Europ. J. Soil Sci.* 1999. V. 50 (4). P. 579–590.
- Moore T.R., Paré D., Boutin R.** Production of dissolved organic carbon in Canadian forest soils // *Ecosystems*. 2008. V. 11. P. 740–751.
- Neff J.C., Asner G.P.** Dissolved organic carbon in terrestrial ecosystems: Synthesis and a model // *Ecosystems*. 2001. V. 4. P. 29–48.
- Nasholm T., Ekblad A., Nordin A., Giesler R., Hogberg M., Hogberg P.** Boreal forest plants take up organic nitrogen // *Nature*. 1998. V. 392. P. 914–916.
- Nilsson M., Mikkilä C., Sundh I., Granberg G., Svensson B.H., Ranneby B.** Methane emission from Swedish mires: National and regional budgets and dependence on mire vegetation // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. V. 106 (D18). P. 20847–20860.
- Olefeldt D., Roulet N.T.** Effects of permafrost and hydrology on the composition and transport of dissolved organic carbon in a subarctic peatland complex // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117.
- Pagano T., Bida M., Kenny J.E.** Trends in Levels of Allochthonous Dissolved Organic Carbon in Natural Water: A Review of Potential Mechanisms under a Changing Climate // *Water*. 2014. V. 6. P. 2862–2897.
- Petrone K.C., Jones J.B., Hinzman L.D., Boone R.D.** Seasonal export of carbon, nitrogen, and major solutes from Alaskan catchments with discontinuous permafrost // *Journal of Geophysical Research*. 2006. V. 111: G02020.
- Regina K., Pihlatie M., Esala M., Alukukku L.** Methane fluxes on boreal arable soils // *Agricult. Ecosyst. Environ.* 2007. V. 119. P. 346–352.
- Schnitzer M., Khan S.U.** Humic substances in the environment. Marcel Dekker. New York, 1972.
- Stumm W., Morgan J.J.** Aquatic Chemistry. 2nd ed. New York : John Wiley & Sons, 1981.
- Raulund-Rasmussen K., Borregaard O.K., Hansen H.C.B., Olsson M.** Effect of natural soil solutes on weathering rates of soil minerals // *Eur. J. Soil Sci.* 1998. V. 49. P. 397–406.
- Sobek S., Algesten G., Bergström A.K., Jansson M., Tranvik L. J.** The catchment and climate regulation of pCO₂ in boreal lakes // *Global Change Biol.* 2003. V. 9. P. 630–641.
- Tans P.P., Fung I.Y., Takahashi T.** Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget // *Science*. 1990. No. 247. P. 1431–1438.
- Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S.** Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global Biogeochem. Cycles*. 2009. V. 23.
- Wetzel R.G.** Limnology. 2nd ed. Philadelphia, PA : Saunders College Publishing, 1983.
- Wetzel R.G., Likens G.E.** Limnological Analysis. 2nd ed. New York : Springer-Verlag, 1991.
- White J.R., Shannon R.D., Weltzin J.F., Pastor J., Bridgham S.D.** Effects of soil warming and drying on methane cycling in a northern peatland mesocosm study // *J. Geophys. Res. G: Biogeo.* 2008. V. 113: G00A06.
- Woo M.** Permafrost hydrology in North America // *Atmosphere Ocean*. 1986. V. 24, No. 3. P. 201–234.
- Xu J.G., Juma N.G.** Above- and below-ground transformation of photosynthetically fixed carbon by two barley (*Hordeum vulgare* L.) cultivars in a Typic Cryoboroll // *Soil Biol. Biochem.* 1993. V. 25. P. 1263–1272.
- Yamazaki Y., Kubota J., Ohata T., Vuglinsky V., Mizuyama T.** Seasonal changes in runoff characteristics on a permafrost watershed in the southern mountainous region of eastern Siberia // *Hydrological Processes*. 2005. No. 20. P. 453–467.
- Zsolnay A.** Dissolved humus in soil waters // *Humic substances in terrestrial ecosystems* / ed. by A. Piccolo. Amsterdam : Elsevier. 1996. P. 171–223.

References

- Bobrik A.A.** *Zakonomernosti emissii parnikovykh gazov pochvami severotaezhnykh i lesotundrovnykh ekosistem Zapadnoy Sibiri* [Regularities of greenhouse gas emission by soils of northern taiga and forest-tundra ecosystems of Western Siberia] // *Diss. ...kand.biol.nauk*. 2016. Moscow : MSU. 166 p. In Russian
- Bobrik A.A., Ryzhova I.M., Goncharova O.Yu, Matyshak G.V., Makarov M.I., Walker D.A.** CO₂ emission and organic carbon pools in soils of the northern taiga ecosystems of Western Siberia under different geocryological conditions // *Eurasian Soil Science*. 2018. V. 51. No. 6. pp. 628–636.
- Vasil'evskaya V.D., Ivanov V.V., Bogatyrev L.G.** *Pochvy Severa Zapadnoy Sibiri* [Soils of the north of Western Siberia]. Moscow : Izd-vo Mosk. Un-ta. 1986. In Russian
- Glagolev M.V., Lebedev V.S., Naumov A.V., Inisheva L.I., Dement'eva T.V., Golovatskaya E.A., Erokhin V.E., Shnyrev N.A., Mukhanov V.V., Nozhevnikova A.N.** *Opredelenie emissii i okisleniya metana nekotorymi bolotami Tomskoy oblasti* [Determination of emission and oxidation of methane by some bogs of the Tomsk region] // *Funktsii pochv v biosferno-geosfernykh sistemakh. Materialy mezhdunarodnogo simpoziuma: Moskva, MGU im. M.V. Lomonosova, 27–30 avgusta 2001 g.* Moscow : MAKSS Press. pp. 148–149. In Russian
- Glagolev M.V., Smagin A.V.** *Kolichestvennaya otsenka emissii metana bolotami: ot pochvennogo profilya do regiona (k 15-letiyu issledovaniy v Tomskoy oblasti)* [Quantitative estimation of methane emission by peatlands: from the soil profile to the region (by the

- 15th year of research in the Tomsk region)] // Rol' pochv v biosfere. Tr. In-ta ekologicheskogo pochvovedeniya. Mosk. un-ta. 2006. V. 7. pp. 51–83. In Russian
- Glagolev M.V. Annotated reference list of CH₄ and CO₂ flux measurements from Russia mires // Environmental dynamics and global climate change. 2010. V. 1. pp. 100–123. In Russian
- Glagolev M.V., Chistotin M.V., Shnyrev N.A., Sirin A.A. The emission of carbon dioxide and methane from drained peatlands changed by economic use and from natural mires during the summer-fall period (on example of a region of Tomsk Oblast) // Agrochemistry. 2008. No. 5. pp. 46–58. In Russian
- Golovatskaya E.A., Dyukarev E.A., Ippolitov I.I., Kabanov M.V. *Vliyaniye landshaftnykh i gidrometeorologicheskikh usloviy na emissiyu CO₂ v torfobolotnykh ekosistemakh* [Influence of landscape and hydrometeorological conditions on CO₂ emission in peat bog ecosystems] // Doklady Earth Sciences. V. 418. pp. 539–542. In Russian
- Goncharova O.Yu., Bobrik A.A., Matyshak G.V., Makarov M.I. The role of soil cover in maintaining the structural and functional integrity of northern taiga ecosystems in western siberia // Contemporary Problems of Ecology. 2016. V. 9. No. 1. pp. 1–8.
- Goncharova O.Yu., Matyshak G.V., Bobrik A.A., Timofeeva M.V., Sefilyan A.R. Assessment of the contribution of root and microbial respiration to the total efflux of CO₂ from peat soils and podzols in the north of western siberia by the method of component integration // Eurasian Soil Science. 2019. V. 52. No. 2. pp. 206–217.
- Kurganova I.N. *Emissiya i balans ugleroda v nazemnykh ekosistemakh Rossii* [Carbon emissions and balance in the terrestrial Ecosystems in Russia] // Avtoref. dis. ... d-ra biol. nauk. Moscow, 2010. 48 p. In Russian
- Matveeva N.V. *Reaktsiya rastitel'nogo pokrova na degradatsiyu zhil'nykh l'dov v Arktike* [Vegetation cover reaction to degradation of ice wedges in Arctic] // Zapadnosibirskie torfyaniki i tsikl ugleroda: proshloe i nastoyashchee. 2017. Moscow: NITGU. pp. 34–36. In Russian
- Matyshak G.V., Bogatyrev L.G., Goncharova O.Yu., Bobrik A.A. Specific features of the development of soils of hydromorphic ecosystems in the northern taiga of western siberia under conditions of cryogenesis // Eurasian Soil Science. 2017. V. 50. No. 10. pp. 1115–1124.
- Moskalenko N.G., Blyakharchuk T.A., Ponamareva O.E. *Kompleksnyy monitoring severotaezhnykh geosistem Zapadnoy Sibiri* [Integrated monitoring of the northern taiga geosystems of Western Siberia] // Ros.Akad. Nauk. Sib. otdelenie, Institut kriosfery Zemli. 2012. In Russian
- Naumov A.V. Soil respiration: constituents, ecological functions, geographic patterns. Novosibirsk: SB RAS Publishing House. 2008. 208 p.
- Naumov A.V. Modern gas-exchange processes in forest-steppe sphagnum bogs in the Baraba (West Siberia) // Contemp. Probl. Ecol. 2011. No. 4. pp. 487–491.
- Perelman A.I. *Geokhimiya landshafta* [Landscape geochemistry]. Moscow : Higher. Shk., 1975. 342 p. In Russian
- Pokrovskiy O.S., Shirokova L.S., Kirpotin S.N. Microbiological factors controlling carbon cycle in thermokarst water bodies of Western Siberia // Tomsk State University Journal of Biology. 2012. No. 3 (19). pp. 199–217. In Russian
- Raudina T.V., Loyko S.V., Kritskov I.V., Lim A.G. Comparing the composition of soil waters of West Siberian frozen mires sampled by different methods // Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya. Tomsk State University Journal of Biology. 2016. V. 3 (35). pp. 26–42. In Russian,
- Raudina T.V. *Sostav i svoystva zhidkoy fazy torfyanykh pochv kriolitozony Zapadnoy Sibiri* [Composition and properties of the liquid phase of peat soils in the permafrost zone of Western Siberia] // Diss. ... kand. biol.nauk. Moscow : NITGU. 2018. pp. 1–186. In Russian
- Smagin A.V. *Gazovaya faza pochv* [The gaseous phase of soils]. Moscow St. Univ. Soil Sci. Dept. 2005. 301 p. In Russian
- Edd. Vorobyova L.F. *Teoriya i praktika khimicheskogo analiza pochv* [Theory and practice chemical analysis of soils]. Moscow : GEOS, 2006. 400 p. In Russian
- Carey S.K. Dissolved organic carbon fluxes in a discontinuous permafrost subarctic alpine catchment // Permafrost and Periglacial Processes. 2003. 14(2). pp. 161–171
- Christ M.J., David M.B. Dynamics of extractable organic carbon in Spodosol forest floors // Soil Biol. Biochem. 1996. V. 28. pp. 1171–1179.
- D'Acunha, B., L. Morillas, T. A. Black, A. Christen, and M. S. Johnson. Net Ecosystem Carbon Balance of a Peat Bog Undergoing Restoration: Integrating CO₂ and CH₄ Fluxes from Eddy Covariance and Aquatic Evasion with DOC Drainage Fluxes." // Journal of Geophysical Research Biogeosciences. 2019. 124 (4) pp. 884–901.
- Dawson H.J., Ugolini E.C., Hrutfiord B.F., Zachara J. Role of soluble organics in the soil processes of a podzol, Central Cascades, Washington // Soil Sci. 1978. V. 126. pp. 290–296.
- Evans C., Monteith D., Cooper D. Long-term increases in surface water dissolved organic carbon: observations, possible causes and environmental impacts // Environmental Pollution. 2005. V. 137. pp. 55–71.
- Fellman J.B., D'Amore D.V., Hood E., Boone R.D. Fluorescence characteristics and biodegradability of dissolved organic matter in forest and wetland soils from coastal temperate watersheds in southeast Alaska // Biogeochemistry. 2008. V. 88. pp. 169–184
- Fenner N., Freeman C. Drought-induced carbon loss in peatlands // Nature geoscience. 2011. V. 4. pp. 895–900.
- Flessa H., Ludwig B., Heil B., Merbach W. The origin of soil organic C, dissolved organic C and respiration in a long-term maize experiment in Halle, Germany, determined by ¹³C natural abundance // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2000. V. 163. pp. 157–163.
- Freeman C., Evans C., Monteith D., Reynolds B., Fenner N. Export of organic carbon from peat soils // Nature. 2001. V. 412. pp. 785–785
- Frey K.E., McClelland J.W. Impacts of permafrost degradation on arctic river biogeochemistry // Hydrological Processes. 2009. 23L. pp. 169–182.
- Gandois L., Hoyt A.M., Hatté C., Jeanneau L., Teisserenc R., Liotaud M., Tananaev N. Contribution of Peatland Permafrost to Dissolved Organic Matter along a Thaw Gradient in North Siberia // Environmental Science & Technology. 2019. V. 53 (24). pp. 14165–14174.
- Glatzel S., Kalbitz K., Dalva M., Moore T. Dissolved organic matter properties and their relationship to carbon dioxide efflux from restored peat bogs // Geoderma. 2003. V. 113. pp. 397–411

- Goncharova O.Y., Matyshak G.V., Bobrik A.A., Moskalenko N.G., Ponomareva O.E. Temperature regimes of northern taiga soils in the isolated permafrost zone of Western Siberia // *Eurasian Soil Science*. 2015. V. 48, No. 12. pp. 1329–1340.
- Halbedel S. Protocol for CO₂ sampling in waters by the use of the headspace equilibration technique, based on the simple gas equation; second update // Nature Publishing Group, a division of Macmillan Publishers Limited. 2018
- Hope D., Billet M.F., Cresser M.S. A review of the export of carbon in river water: fluxes and processes // *Environmental Pollution* 1994. V. 84. pp. 301–324.
- Hope D., Palmer S.M., Billett M.F., Dawson J.J.C. Variations in dissolved CO₂ and CH₄ in a headwater catchment: an investigation of soilstream linkages // *Hydrol Process* 2004. V. 18. p. 55–75.
- Jones J.B., Mulholland P.J. Influence of drainage basin topography and elevation on carbon dioxide and methane supersaturation of stream water // *Biogeochemistry*. 1998. V. 40. pp. 57–72.
- Kaiser K., Guggenberger G., Haumaier L., Zech W. Seasonal variations in the chemical composition of dissolved organic matter in organic forest floor layer leachates of old-growth Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) and European beech (*Fagus sylvatica* L.) stands in northeastern Bavaria, Germany // *Biogeochemistry*. 2001. V. 55. pp. 103–143.
- Karlsson J., Christensen T.R., Crill P., Forster J., Hammarlund D., Jackowicz-Korczynski M., Kokfelt U., Roehm C., Rosen P. Quantifying the relative importance of lake emissions in the carbon budget of a subarctic catchment // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115.
- Kling G.W., Kipphut G.W., Miller M.C. Arctic lakes and streams as conduits to the atmosphere: implications for tundra carbon budgets // *Science*. 1991. V. 251. pp. 298–301.
- Limpens J., Berendse F., Blodau C., Canadell J. G., Freeman C., Holden J., Roulet N., Rydin H., and Schaepman-Strub G. Peatlands and the carbon cycle: from local processes to global implications – a synthesis // *Biogeosciences*. 2008. V. 5. pp. 1475–1491
- Lofts S., Woof C., Tipping E., Clarke N., Mulder J. Modelling pH buffering and aluminium solubility in European forest soils // *European Journal of Soil Science*. 2001. V. 52. pp. 189–204.
- McDowell W.H., Likens G.E. Origin, composition, and flux of dissolved organic carbon in the Hubbard Brook valley // *Ecological Monographs*. 1988. V.58. pp. 177–195
- Michalzik B., Matzner E. Dynamics of dissolved organic nitrogen and carbon in a Central European Norway spruce ecosystem // *Europ. J. Soil Sci.* 1999. V. 50(4). pp. 579–590.
- Moore T.R., Paré D., Boutin R. Production of dissolved organic carbon in Canadian forest soils // *Ecosystems*. 2008. V. 11. pp. 740–751.
- Neff J.C., Asner G.P. Dissolved organic carbon in terrestrial ecosystems: Synthesis and a model // *Ecosystems*. 2001. V. 4. pp. 29–48.
- Nasholm T., Ekblad A., Nordin A., Giesler R., Hogberg M., Hogberg P. Boreal forest plants take up organic nitrogen // *Nature*. 1998. V. 392. pp. 914–916.
- Nilsson M., Mikkilä C., Sundh I., Granberg G., Svensson B.H., Ranneby B. Methane emission from Swedish mires: National and regional budgets and dependence on mire vegetation // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. V. 106 (D18). P. 20847–20860.
- Olefeldt D., Roulet N.T. Effects of permafrost and hydrology on the composition and transport of dissolved organic carbon in a sub-arctic peatland complex // *J. Geophys. Res.* 2012. 117
- Pagano T., Bida M., Kenny J.E. Trends in Levels of Allochthonous Dissolved Organic Carbon in Natural Water: A Review of Potential Mechanisms under a Changing Climate // *Water*. 2014. V. 6. pp. 2862–2897.
- Petrone K.C., Jones J.B., Hinzman L.D., Boone R.D. Seasonal export of carbon, nitrogen, and major solutes from Alaskan catchments with discontinuous permafrost // *Journal of Geophysical Research*. 2006. 111: G02020
- Regina K., Pihlatie M., Esala M., Alukukku L. Methane fluxes on boreal arable soils // *Agricult. Ecosyst. Environ.* 2007. V. 119. pp. 346–352.
- Schnitzer M., Khan S.U. Humic substances in the environment. Marced Dekkar. New York. 1972
- Stumm W., Morgan J.J. Aquatic Chemistry, 2nd ed. John Wiley & Sons: New York. 1981.
- Raulund-Rasmussen K., Borregaard O.K., Hansen H.C.B., Olsson M. Effect of natural soil solutes on weathering rates of soil minerals // *Eur. J. Soil Sci.* 1998. V. 49. pp. 397–406.
- Sobek S., Algesten G., Bergström A.K., Jansson M., Tranvik L. J. The catchment and climate regulation of pCO₂ in boreal lakes // *Global Change Biol.* 2003. V. 9. pp. 630–641
- Tans P.P., Fung I.Y., Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget // *Science*. 1990. №247. pp. 1431–1438.
- Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global Biogeochem. Cycles*. 2009. V. 23.
- Wetzel R.G. Limnology, 2nd edn. Saunders College Publishing: Philadelphia, PA. 1983
- Wetzel R.G., Likens G.E. Limnological Analysis, 2nd edn. Springer-Verlag: New York. 1991.
- White J.R., Shannon R.D., Weltzin J.F., Pastor J., Bridgman S.D. Effects of soil warming and drying on methane cycling in a northern peatland mesocosm study // *J. Geophys. Res. G: Biogeo.* 2008. 113: G00A06 .
- Woo M. Permafrost hydrology in North America // *Atmosphere Ocean*. 1986. 24. 3. pp. 201–234.
- Xu J.G., Juma N.G. Above- and below-ground transformation of photosynthetically fixed carbon by two barley (*Hordeum vulgare* L.) cultivars in a Typical Cryoboroll // *Soil Biol. Biochem.* 1993. V.25. pp. 1263–1272.
- Yamazaki Y., Kubota J., Ohata T., Vuglinsky V., Mizuyama T. Seasonal changes in runoff characteristics on a permafrost watershed in the southern mountainous region of eastern Siberia // *Hydrological Processes*. 2005. No. 20. pp. 453–467.
- Zsolnay A. Dissolved humus in soil waters // *Humic substances in terrestrial ecosystems*. Ed. Piccolo A. Amsterdam: Elsevier. 1996. pp. 171–223.

Информация об авторах:

Тимофеева М.В., инженер-исследователь, лаборатория физики и гидрологии почв, Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия.

E-mail: mtimofeeva02@gmail.com

Гончарова О.Ю., кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, кафедра общего почвоведения, факультет почвоведения, МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия.

E-mail: goncholgaj@gmail.com

Матышак Г.В., кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник, кафедра общего почвоведения, факультет почвоведения, МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия.

E-mail: matyshak@gmail.com

Чуванов С.В., младший научный сотрудник, отдел генезиса, географии, классификации и цифровой картографии почв, Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия.

E-mail: stas.chuванov@gmail.com

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Timofeeva M.V., Research Assistant, Laboratory of Soil Physics and Hydrology, V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia.

E-mail: mtimofeeva02@gmail.com

Goncharova O.Y., Cand. Sci. (Biology), Researcher, Department of Soil Science, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia.

E-mail: goncholgaj@gmail.com

Matyshak G.V., Cand. Sci. (Biology), Senior Researcher, Department of Soil Science, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia.

E-mail: matyshak@gmail.com

Chuванov S.V., Junior Researcher, Department of Genesis, Geography, Classification and Digital Cartography of Soils, V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia.

E-mail: stas.chuванov@gmail.com

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 08.10.2021; одобрена после рецензирования 04.12.2021; принята к публикации 12.09.2022

The article was submitted 08.10.2021; approved after reviewing 04.12.2021; accepted for publication 12.09.2022

Научная статья

УДК 631.445.12 (470.11)

doi: 10.17223/25421379/24/8

ВЛИЯНИЕ ОСУШЕНИЯ БОЛОТ НА ГРУППОВОЙ СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ВЕРХОВОГО ТОРФА ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА РОССИИ



Валерия Геннадьевна Чибисова¹, Светлана Борисовна Селянина²,
Ольга Николаевна Ярыгина³, Тамара Игоревна Пономарева⁴,
Анастасия Константиновна Штанг⁵, Екатерина Ильинична Котова⁶

^{1, 2, 3, 4, 5} *Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия*

⁶ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

¹ *leratatarintseva@gmail.com*

² *gumin@fciarctic.ru*

³ *olga.yarigina@fciarctic.ru*

⁴ *ponomtamera@gmail.com*

⁵ *a_shtang@inbox.ru*

⁶ *ecopp@yandex.ru*

Аннотация. Приведены результаты определения группового химического состава органического вещества верхового торфа на ненарушенных (естественных) и осушенном участках болотной системы на территории Европейского Севера России. Групповой состав определяли по аттестованной авторской методике, основанной на последовательном выделении компонентов торфа растворителями различной природы. Показано, что влияние осушения на групповой состав верхового торфа северных территорий незначительно.

Ключевые слова: торфяные болота, верховой торф, органическое вещество торфа, осушение, антропогенное воздействие, критерий Манна–Уитни

Источники финансирования: исследование выполнено при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках темы № АААА-А18-118012390224-1 и РФФИ в рамках научных проектов № 20-35-90037 и 18-05-60151.

Для цитирования: Чибисова В.Г., Селянина С.Б., Ярыгина О.Н., Пономарева Т.И., Штанг А.К., Котова Е.И. Влияние осушения болот на групповой состав органического вещества верхового торфа Европейского Севера России // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 126–135. doi: 10.17223/25421379/24/8

Original article

doi: 10.17223/25421379/24/8

INFLUENCE OF BOG DRAINAGE ON THE GROUP COMPOSITION OF THE BOG PEAT OF THE EUROPEAN NORTH OF RUSSIA

Valeriya G. Chibisova¹, Svetlana B. Selyanina², Olga N. Yarygina³, Tamara I. Ponomareva⁴,
Anastasiya K. Shtang⁵, Ekaterina I. Kotova⁶

^{1, 2, 3, 4, 5} *N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the UB RAS, Arkhangelsk, Russia*

⁶ *Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow, Russia*

¹ *leratatarintseva@gmail.com*

² *gumin@fciarctic.ru*

³ *olga.yarigina@fciarctic.ru*

⁴ *ponomtamera@gmail.com*

⁵ *a_shtang@inbox.ru*

⁶ *ecopp@yandex.ru*

Abstract. The aim of the work was to study the group composition of peat deposits in the drained and undisturbed areas of bogs in the European North. The studies were carried out in the Primorsky district of the Arkhangelsk region on the territory of the Ilas bog system located 30 km from the Arkhangelsk in the northern taiga zone. The object of the study was bog peat sampled in the summer of 2020 from several sites of the Ilas bog system – drained and natural (undisturbed) areas. Laboratory studies

included determination of the type of peat, the degree of decomposition, moisture content, ash content and group chemical composition. The group composition of peat was determined according to the author's certified method based on the sequential isolation of peat components by solvents of various natures and their subsequent determination by the gravimetric method based on the residue.

In each investigated area of the bog the peat has a homogeneous plant composition – to its entire depth it is composed of sphagnum mosses with an admixture of cotton grass, shrubs and pine wood. The degree of decomposition of the upper horizons in all areas is low (less than 10 %). All peat samples are characterized by low ash content that is typical of bog peat. A slight increase of the ash content is observed with an increase in the depth of peat, which is quite logical, given the course of the processes of mineralization of organic matter. The content of water-soluble substances is low, slightly varies in the studied samples and practically does not change with the depth. The bituminous content of peat in the upper layers of natural and drained areas practically does not differ (3.3–4.4 %), but in the lower layer of the drained area it significantly increases and reaches 10 %. The content of biopolymers of humic nature also differs slightly for the upper layers (19.9–20.1 %) and increases in the lower layers of the drained area (up to 36.7 %). This trend is also observed for humic acids. The proportions of easily and difficult hydrolysable substances and lignin of the upper layers of the observed areas are comparable with each other while in peat with a higher degree of decomposition the proportion of easily and difficult hydrolysable substances decreases and the lignin content increases. All this results testifies rather to the intensification of transformation processes in the peat strata than to the effect of drainage. Thus, despite anthropogenic interference, the group composition of the organic part of peat of the same degree of decomposition of both natural and drained areas of the same bog system differs insignificantly which is statistically confirmed using the Mann-Whitney test.

Keywords: peat bog, peat group chemical composition, drainage, hydrological conditions, anthropogenic influence, Mann-Whitney test

Source of financing: The reported study was funded by the MSHE of Russia under the base of the project № AAAA-A18-118012390224-1 and RFBR according to the research projects № 20-35-90037 and № 18-05-60151.

For citation: Chibisova V.G., Selyanina S.B., Yarygina O.N., Ponomareva T.I., Shtang A.K., Kotova E.I. (2022) Influence of bog drainage on the group composition of the bog peat of the European North of Russia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 126–135. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/24/8

Введение

Увеличение антропогенной нагрузки и глобальные климатические изменения стоят в настоящее время в числе важнейших вызовов. Для экосистем, находящихся в экстремальных климатических условиях, это имеет особое значение – уязвимая северная природа очень чутко реагирует на любые воздействия извне, будь то влияние человека или изменения природных факторов. Поэтому экологический мониторинг природных систем становится одной из главных задач при освоении северных территорий.

Торфяные болота широко распространены на севере России, причем большую часть занимают болота верхового типа [Единый государственный реестр..., 2014]. Осушение, как основной вид антропогенного воздействия на торфяно-болотные экосистемы, влечет за собой глубокие изменения биогеохимических и биологических циклов болот [Косов, 2007], приводит к быстрой «сработке» торфяной залежи, усилению окислительных процессов в торфяной толще [Walter et al., 2006].

Воздействие осушения на состояние торфяных болот привлекает внимание как отечественных, так и зарубежных исследователей. Интерес вызывают особенности микробиологических процессов в осу-

шенной торфяной залежи [Xu et al., 2021], трансформация свойств и химического состава торфа и болотных вод [Семенов, Каранкевич, 2011; Вомперский и др., 2017; Моторин, 2018; Harris et al., 2020], изменения в составе битумной части торфа [Серебренникова и др., 2014], естественные процессы, происходящие при осушении и последующем восстановлении болот [Rocheft, Lode, 2006; Войтехов, 2012].

В настоящее время мнения ученых по поводу устойчивости верховых болот к осушению неоднозначны. Однако многие исследователи отмечают не только крайне низкий лесоводственный эффект даже при интенсивном осушении верховых болот (увеличение продукции древостоя равно снижению продукции напочвенного покрова), но также сохранение олиготрофной растительности и олиготрофного типа обмена веществ в целом. Например, по данным [Войтехов, 2012], осушение верхового болота в Московской области сказалось лишь на территории до 20 м от канав, где за 25-летний период после осушения сосна выросла до 6–8 м, в то время как растительный покров большей части болота остался практически без изменений. Отметим, что влияние мелиорации на состояние олиготрофных болот северных территорий России, отличающихся суровым климатом, может быть более значительным. Не-

смотря на высокую заболоченность, а также наличие осушенных в прошлом торфяных болот, на территории Европейского Севера России такие исследования носят единичный характер.

Таким образом, изучение группового состава органического вещества торфяных отложений осушенных и ненарушенных участков болот Европейского Севера России (на примере Архангельской области) является актуальной задачей. Это позволит глубже проникнуть в процессы трансформации органического вещества северных болот и определить возможные последствия изменения климата и вмешательства человека.

Объекты и методы исследования

Исследования проводили в Приморском районе Архангельской области на территории Иласской болотной системы, расположенной в 30 км на юго-юго-западе от г. Архангельска в зоне северной тайги. Иласский болотный массив (ИБМ) относится к Прибеломорскому типу и является типичным для территории Европейского Севера России оли-

готрофным плосковыпуклым болотом. На территории массива расположен стационар Северного УГМС России – труднодоступная болотная станция «Брусовица», гидрометеорологические наблюдения на которой ведутся с 1941 г.

Объектами исследования служили образцы верхового торфа, отобранные летом 2020 г. с нескольких площадок ИБМ – осушенного ($64^{\circ}19'16''$ N, $40^{\circ}41'01''$ E) и двух естественных (ненарушенных) участков, находящихся на разном удалении от мелиорированной части болотного массива. Ненарушенная площадка 1 располагается на территории грядозеркового комплекса ИБМ на расстоянии около 3 км от осушительных канав ($64^{\circ}20'03''$ N, $40^{\circ}36'35''$ E), а площадка 3 – примерно в 300 м от осушительной сети ($64^{\circ}18'54''$ N, $40^{\circ}41'14''$ E). Осушение по окраинам болотного массива было проведено в 1969–1972 гг. методом открытого дренажа (среднее расстояние между канавами 100 м) с целью отведения избыточной влаги от дорожного полотна при строительстве трассы М8 – «Холмогоры». Общий вид системы болот и места отбора проб показаны на рис. 1.



Рис. 1. Спутниковый снимок Иласской болотной системы и места отбора проб торфа

1 – ненарушенный участок; 2 – осушенный участок; 3 – ненарушенный участок

Fig. 1. Satellite image of the Ilas bog system and peat sampling sites

1 – undisturbed area; 2 – drained area; 3 – undisturbed area

Растительное сообщество ненарушенного участка 1 относится к сосново-кустарничково-сфагновому

типу. Древесный ярус представлен разреженным древостоем сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* f.

Litwinovii) и (*Pinus sylvestris* f. *Wilkomii*) с сомкнутостью 0,3–0,4. Проективное покрытие кустарничкового яруса составляет 40–45 %, в состав яруса входят багульник болотный (*Ledum palustre* L.), морошка обыкновенная (*Rubus chamaemorus* L.), подбел (*Andromeda polifolia* L.), вереск обыкновенный (*Calluna vulgaris* (L.) Hull), водяника черная (*Empetrum nigrum* L.), брусника (*Vaccinium vitis-idaea* L.), три вида росянки (*Drosera rotundifolia* L., *Drosera anglica* Huds., *Drosera medium* Hayne), клюква мелкоплодная и болотная (*Oxycoccus microcarpus* Turcz. ex Rupr., *Oxycoccus palustre* (Hill) W.D.J. Koch), голубика обыкновенная (*Vaccinium uliginosum* L.), пушица влагалищная (*Eriophorum vaginatum* L.) и кассандра болотная (*Chamaedaphne caliculata* (L.) Moench). Мохово-лишайниковый покров имеет проективное покрытие до 70 % и представлен преимущественно сфагнумом бурым (*Sphagnum fuscum* (Schimp.) H. Klinggr.) и лишайниками рода *Cladonia*. Мощность естественной торфяной залежи более 4,0 м, подстилающие породы – моренные суглинки и глины. Уровень грунтовых вод в период летней межени (середина июля) достигал глубины 30 см. Общий вид участка представлен на рис. 2, а.

Пробные площади на ненарушенном участке 3, расположенном вблизи осушительной сети, закладывали в пределах ровной мелкокочковатой моховой фации, не имеющей выраженного микрорельефа. Данный участок представляет собой верховое сфагновое болото со средней мощностью торфяной залежи до 3,0 м и зарастанием сосной 20 %. Древес-

ный ярус располагается на грядах, а на моховой фации отсутствует. Как и на ненарушенном участке 1, основу растительного покрова составляют аналогичные виды сфагновых мхов. Травяно-кустарничковый ярус имеет небольшое проективное покрытие и сложен, в основном, ущицей (*Eriophorum vaginatum*), шейхцерией (*Scheuchzeria palustris*) и подбелом (*Andromeda polifolia*). Подстилающие породы – морена легкого и среднего механического состава. Уровень грунтовых вод в течение всего сезона исследований, даже в период летней межени, находился около дневной поверхности (рис. 2, с).

В растительном покрове осушенного участка доминируют кустарнички голубики (*Vaccinium uliginosum*), черники (*V. Myrtillus*) и багульника (*Ledum palustre*). Сфагновые мхи встречаются спорадически и приурочены к понижениям рельефа. Значителен процент проективного покрытия зеленых мхов, представленных видами плевроциум (*Pleurozium schreberi*), кукушкин лен обыкновенный (*Polytrichum commune*), дикранум волнистый (*Dicranum bergeri*) и дикранум многоножковый (*D. Polysetum*). Появляются лишайники рода *Cladonia*. Древесный ярус образован *Pinus sylvestris* с сомкнутостью 0,6. Подстилающие породы на участке представлены мореной среднего механического состава. Уровень грунтовых вод в течение вегетационного периода изменялся в пределах 15–30 см. После обильных осадков осушительные каналы заполняются водой, профиль канав зарастает сфагновыми мхами (рис. 2, б). Мощность торфяной залежи не превышает 1,5 м.

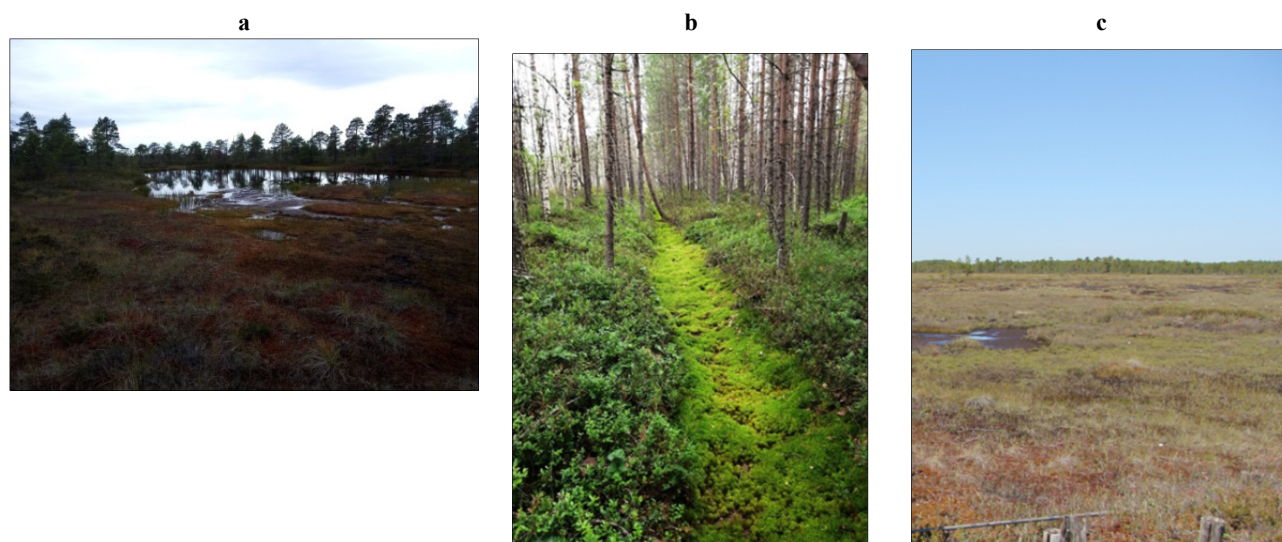


Рис. 2. Общий вид исследуемых участков Иласского болотного массива

а – ненарушенный участок 1; б – осушенный участок 2; с – ненарушенный участок 3

Fig. 2. General view of peat sampling sites of Ilas bog system

а – undisturbed area 1; б – drained area 2; с – undisturbed area 3

Отбор репрезентативных проб торфа проводили методом послойного бурения с применением торфяного бура из нержавеющей стали Р 04.09 (EIJKELKAMP, Нидерланды) согласно [ГОСТ 17644-83, 1983]. Торф был визуально разделен на горизонты по глубине залегания, каждый из которых анализировали отдельно. Отобранные образцы раскладывали слоем в 3–4 см и сушили до воздушно-сухого состояния. Затем из торфа выбирали крупные неразложившиеся остатки растений и минеральные включения и просеивали на сите с размерами ячеек 2 мм. Фракционированный и не фракционированный торф хранили в герметично закрытой таре.

Лабораторные исследования включали определение вида торфа, степени разложения, влажности, зольности и группового химического состава органической части торфа. Влажность и зольность определяли по стандартным методикам [ГОСТ 11306-2013, 2013; ГОСТ 11305-2013, 2014]. Степень разложения торфа предварительно определяли визуально в полевых условиях [Лиштван, Король, 1975; Тюремнов, 1976], а затем уточняли микроскопическим методом, который заключается в определении относительной площади, занятой бесструктурной частью торфа, при рассмотрении тонкого разжиженного слоя материала на предметном стекле через микроскоп [ГОСТ, 2006]. Растительные остатки в торфе идентифицировали по [Носкова, 2016].

Групповой состав органического вещества определяли по аттестованной авторской методике, основанной на последовательном выделении компонентов торфа растворителями различной природы [Методика, 2017]. Экстрактивные вещества (битумы) выделяли из исходного торфа обработкой этоксиэтаном в аппарате Сокслета. Дальнейшая разборка торфа проводилась из дебитуминизированного образца с последовательным выделением компонентов: биополимеры гумусовой природы 0,1 н водным раствором гидроксида натрия, легкогидролизуемые соединения 5 %-м раствором соляной кислоты, трудногидролизуемые вещества и негидролизуемый остаток (лигнин Классона) – 80 %-м раствором серной кислоты. Содержание водорастворимых веществ определяли из отдельной навески исходного торфа экстракцией горячей водой. Расчет содержания групповых компонентов проводили весовым методом по остатку.

Для изучения различий в групповом составе органической части торфа трех участков были выбраны верхние горизонты ненарушенных участков (0–100 и 0–225 см) и профиль торфяной залежи осушенного участка, визуально разделенный на два горизонта (0–30 и 3–140 см). Эксперименты проводили в 4...10 параллельных опытах для каждой

точки, для анализа использовали воздушно-сухой торф (влажность варьировала в пределах 8,7–13,5 %). По результатам анализа рассчитывали средние значения содержания группы веществ в торфе (на абсолютно сухую массу) и стандартное отклонение. Известно, однако, что усредненные значения не всегда отражают наличие или отсутствие реальной разницы между показателями. Для подтверждения полученных результатов проведена статистическая оценка значимости различий с использованием непараметрического критерия Манна–Уитни (Mann–Whitney test), который позволяет оценить различие между двумя независимыми малыми выборками с распределением, отличным от нормального [Бондаренко, 2016].

Ввиду того, что минимальное число опытов n для работы с критерием не должно быть меньше 3 (при минимальном значении опытов $n_1 = 3$ значение n_2 не должно быть меньше 5), для расчетов выбраны значения содержания битумов, гуминовых кислот, легкогидролизуемых веществ, лигнина, а также зольность. После вычисления эмпирического значения критерия, а также нахождения его табличного значения ($U_{кр}$) принимается решение о достоверности наблюдаемых различий: если $U_{расч} > U_{кр}$, различия не являются статистически достоверными и носят случайный характер; при $U_{расч} \leq U_{кр}$ различия достоверны, причем, чем меньше значение расчетного критерия, тем вероятнее достоверность. Значение $U_{кр}$ для уровня статистической значимости 5 % при заданной численности опытов определяется по справочной таблице. Расчет критерия проводили в Microsoft Excel по формуле (1):

$$U = n_x * n_y + \frac{n(n+1)}{2} - T, \quad (1)$$

где n_x и n_y – объемы выборок; n – объем выборки, имеющий большую ранговую сумму; T – большая сумма рангов из двух выборок x и y .

Результаты и их обсуждение

Из описания исследуемых участков и рис. 2 видно, что осушение значительно повлияло на состав растительных сообществ. В то время как основу растительного покрова ненарушенных участков составляют сфагновые мхи, на осушенном участке они встречаются только в местах скопления влаги (зарастание осушительных канав), а большая часть растительного покрова представлена кустарничками, зелеными мхами и сосной. Торф осушенного участка имеет более плотную структуру, что усложняет процесс бурения и пробоотбора. Так, вода с верхних горизонтов торфа отжимается с трудом, а с нижних – практически не отжимается.

В табл. 1 представлены результаты определения степени разложения и вида торфа для трех участков. Отметим, что на каждой исследуемой площадке торфяная залежь имеет однородный ботанический состав – на всю глубину она сложена сфагновыми мхами с примесью пушицы, кустарничков и древесины сосны.

Степень разложения верхних горизонтов на всех площадках низкая (не превышает 10 %), при этом на участке 3, близко расположенном к осушительной сети, практически отсутствуют видимые признаки гумификации. Мощность верхнего слаборазложившегося торфяного горизонта на исследованных площадках заметно различается – в естественных условиях он составляет значительную часть тела залежи (на участке 3 вплоть до 2,25 м), а после осу-

шения не превышает 30 см. Увеличение степени разложения в верхнем горизонте и уменьшение его мощности, по-видимому, связаны с повышением аэрации и усилением окислительных процессов в торфяной толще.

Результаты определения химического состава образцов приведены в табл. 2. Все исследуемые образцы отличаются низкой зольностью, свойственной верховому торфу. Некоторый рост показателя наблюдается с увеличением глубины залегания, что вполне логично, учитывая протекание процессов минерализации органического вещества. Содержание водорастворимых веществ невелико, практически не варьирует в исследованных образцах и не меняется по глубине залегания.

Таблица 1

Результаты определения степени разложения и вида торфа естественных и осушенного участков

Table 1

The type of peat samples and the degree of its decomposition of undisturbed and drained areas

Показатель	Естественный участок 1	Естественный участок 3		Осушенный участок	
	Глубина залегания, см				
	0–100	0–225	225–275	0–30	30–140
Степень разложения торфа по ГОСТ, %*	5–10 (Н1)	0–5 (Н0)	25–30 (Н4)	5–10 (Н1)	20–25 (Н3)
Вид торфа	Сфагновый	Сфагновый	Сосново-пушицевый	Сфагновый	Сосново-пушицевый

Примечание. В круглых скобках указаны соответствующие ГОСТу [ГОСТ 28245-89, 2006] значения степени разложения по шкале [Von Post Humification Scale].

Note. The values of decomposition degree according to Von Post are shown in round brackets.

Таблица 2

Групповой химический состав образцов торфа ненарушенных и осушенного участков

Table 2

The group chemical composition of peat sampled from undisturbed and drained areas

Групповой состав*	Естественный участок 1	Естественный участок 3	Осушенный участок 2	
	Глубина залегания, см			
	0–100 (4)	0–225 (4)	0–30 (8)	30–140 (10)
Зольность, % от а.с.м.	1,1 ± 0,3	1,6 ± 1,0	1,2 ± 0,2	1,9 ± 0,5
Водорастворимые вещества, % от а.с.м.	1,3 ± 0,4	1,4 ± 0,1	1,2 ± 0,4	1,4 ± 0,4
Битумы, % от а.с.м.	4,4 ± 0,1	3,3 ± 0,6	4,0 ± 0,4	10,0 ± 1,1
Биополимеры гумусовой природы, % от а.с.м, в том числе:	20,1 ± 2,1	19,1 ± 3,2	19,9 ± 3,4	36,7 ± 7,3
– гуминовые кислоты, %	14,2 ± 0,5	15,9 ± 0,8	14,6 ± 2,2	33,0 ± 6,9
– фульвовые кислоты, %	5,9 ± 2,5	5,3 ± 1,0	5,3 ± 1,8	3,7 ± 0,7
Легкогидролизуемые вещества, % от а.с.м.	40,3 ± 4,4	44,7 ± 1,0	45,7 ± 3,1	21,1 ± 8,1
Трудногидролизуемые вещества, % от а.с.м.	13,1 ± 0,6	15,2 ± 2,0	12,1 ± 0,7	4,3 ± 1,6
Лигнин. % от а.с.м.	22,0 ± 3,2	15,8 ± 1,0	18,3 ± 1,3	27,8 ± 1,8

Примечание. В таблице приведены средние значения для 4...10 параллельных опытов со стандартным отклонением (количество опытов указано в круглых скобках).

Note. The average values for 4...10 replicates and an average deviation are shown in round brackets.

Битуминозность торфа верхних горизонтов естественных и осушенного участков практически не отличается (3,3–4,4 %), а вот в нижнем горизонте осушенного участка значительно повышается и достигает 10 %. Тенденция увеличения битуминозности торфа с глубиной залегания согласуется с наличием связи между количеством битумов и степенью разложения торфа, установленной ранее на примере районов с умеренно континентальным климатом [Белькевич, Голованов, Долидович, 1989]. Также различия в содержании битумов могут быть обусловлены как особенностями химического состава растительных сообществ, образующих слои торфа [Архипов, Маслов, 1998; Шинкеева, 2009; Латыш, 2017], так и спецификой биогеотрансформации органического вещества отдельных растений. Например, известно, что среди различных видов верхового торфа увеличение содержания битумной части происходит в ряду шейхцериево-сфагновый – пушицево-сфагновый – шейхцериевый – сосново-сфагновый – сосновый – пушицевый – сосново-пушицевый [Белькевич, Голованов, Долидович 1989].

Содержание биополимеров гумусовой природы, образующихся в результате биогеотрансформации компонентов растений-торфообразователей, незначительно отличается для верхних горизонтов трех точек (19,9–20,1 %) и увеличивается в нижнем горизонте осушенного участка (до 36,7 %), такая же тенденция прослеживается и для и гуминовых кислот (14,2–15,9 % для верхних горизонтов естественных участков и 33,0 % для нижнего горизонта осушенного участка). Скорее всего, эти различия обусловлены увеличением степени разложения глубоких слоев торфа осушенного участка.

Аналогично вышеописанным компонентам, доли легко- и трудногидролизуемых веществ и лигнина верхних горизонтов трех точек сопоставимы между собой, а в нижнем горизонте осушенного участка

наблюдаются отличия – в торфе более высокой степени разложения происходит снижение доли легко- и трудногидролизуемых веществ и повышение содержания лигнина. Это свидетельствует об усилении процессов трансформации биодоступных соединений с образованием термодинамически устойчивых структур – соединений полифенольной природы (гумусовых и лигноподобных веществ) [Козловская, Медведева, Пьявченко, 1978; Орлов, 1990].

Результаты статистической обработки показали, что, действительно, торф близкой степени разложения как естественных, так и осушенных участков не имеет достоверных отличий в групповом составе. Так, при сравнении значений критерия Манна–Уитни $U_{расч}$ для группового состава торфа естественных и осушенного участков с табличными значениями критерия было выявлено, что в большинстве случаев $U_{расч}$ превышает $U_{кр}$ (различия носят случайный характер). При этом расположение естественных участков относительно осушительной сети также не влияет на групповой состав торфа. Полученные результаты подтверждают мнение многих исследователей об устойчивости олиготрофных болот к осушению [Войтехов, 2012].

Заключение

Исследования естественных и осушенных участков Иласской болотной системы показали, что проведенная около 50 лет назад мелиорация значительно не повлияла на состав органической части торфа. Так, статистически значимых различий между групповым составом слоев торфа одинаковой степени разложения как на естественных, так и на осушенном участке не обнаружено, при этом влияние удаленности участка от осушительной сети также достоверно не подтверждено.

Список источников

- Архипов В.С., Маслов С.Г. Состав и свойства типичных торфов центральной части Западной Сибири // Химия растительного сырья. 1998. № 4. С. 9–16.
- Белькевич П.И., Голованов Н.Г., Долидович Е.Ф. Битумы торфа и бурого угля. Минск : Наука и техника, 1989. 127 с.
- Бондаренко А.С., Жигунов А.В. Статистическая обработка материалов лесоводственных исследований : учеб. пособие. СПб. : Из-во Политехнического университета, 2016. 125 с.
- Войтехов М.Я. Восстановление осушенных лесо-болотных угодий (на примере Дубненского лесо-болотного массива). Проблемы. Практика. Теория. М. : АПКИППРО, 2012. 200 с.
- Вомперский С.Э., Вомперская М.И., Глухова Т.В., Валяева Н.А. Трансформация торфянистого горизонта почв заболоченных лесов в южной тайге под влиянием поверхностного осушения // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1229–1237.
- ГОСТ 11305–2013. Торф и продукты его переработки. Методы определения влаги. М. : Стандартинформ, 2014. 10 с.
- ГОСТ 11306–2013. Торф и продукты его переработки Методы определения зольности. М. : Стандартинформ, 2013. 11 с.
- ГОСТ 17644–83. Торф. Методы отбора проб из залежи и обработки их для лабораторных испытаний. М. : Изд-во стандартов, 1983. 9 с.
- ГОСТ 28245–89. Торф. Методы определения ботанического состава и степени разложения. М. : Стандартинформ, 2006. 7 с.
- Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. Версия 1.0 / А. Иванов, С. Шоба, В. Столбовой и др. М., 2014. 768 с.
- Козловская Л.С., Медведева В.М., Пьявченко Н.И. Динамика органического вещества в процессе торфообразования. Л. : Наука, 1978. 172 с.

- Косов В.И. Торф. Ресурсы, технологии, геоэкология. М., 2007. 452 с.
- Латыш И.М. Групповой химический состав органического вещества верхового торфа среднетаежной зоны Западной Сибири на примере болотного массива «Мухрино» // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2017. Т. 8, № 2. С. 57–63.
- Лиштван И.И., Король Н.Т. Основные свойства торфа и методы их определения. Минск : Наука и техника, 1975. 318 с.
- Методика измерений группового химического состава торфа гравиметрическим методом № 88-16365-009-2017. Свид-во об аттестации выдано 06.12.2017. Номер госрегистрации «ФР.1.31.2018.29621» / С.Б. Селянина, Т.И. Пономарева, А.С. Орлов [и др.]. Архангельск, 2017. 20 с.
- Моторин А.С. Влияние уровня грунтовых вод на состав органического вещества торфяных почв Северного Зауралья // Сборник статей II Всероссийской (национальной) научно-практической конференции «Современные научно-практические решения в АПК». Государственный аграрный университет Северного Зауралья, 2018. С. 38–43.
- Носкова М.Г. Полевой атлас-определитель сфагновых мхов. Тула : Аквариус, 2016. 112 с.
- Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М. : Изд-во МГУ, 1990. 332 с.
- Семененко Н.Н., Каранкевич Е.В. Трансформация химического состава торфяных почв под влиянием осушения и длительного сельскохозяйственного использования // Вестник Национальной Академии наук Беларуси. 2011. № 1. С. 45–50.
- Серебrenникова О.В., Стрельникова Е.Б., Преис Ю.И., Аверина Н.Г., Козел Н.В., Бамбалов Н.Н., Ракович В.А. Состав экстрактивных веществ торфов осушенных и ненарушенных верховых болот Беларуси и Западной Сибири // Известия ТПУ. Химия и химические технологии. 2014. Т. 325, № 3. С. 31–45.
- Тюренов С.Н. Торфяные месторождения. М. : Недра, 1976. 488 с.
- Шинкеева Н.А., Маслов С.Г., Архипов В.С. Характеристика группового состава органического вещества отдельных репрезентативных торфов таежной зоны Западной Сибири // Вестник Томского государственного педагогического университета. 2009. Вып. 3. С. 116–119.
- Harris L.I., Moore T.R., Roulet N.T., Pinsonneault A.J. Limited effect of drainage on peat properties, porewater chemistry, and peat decomposition proxies in a boreal peatland // Biogeochemistry. 2020. V. 151. P. 43–62. <https://doi.org/10.1007/s10533-020-00707-1>
- Rocheffort L., Lode E. Restoration of Degraded Boreal Peatlands. Boreal Peatland Ecosystems. Ecological Studies (Analysis and Synthesis). 2006. V. 188. P. 381–423. doi: 10.1007/978-3-540-31913-9_17
- Walter K.M., Zimov S.A., Chanton J.P., Verbyla D., Chapin F.S. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming // Nature. 2006. V. 443. P. 71–75.
- Xu Z., Wang S., Wang Z., Dong Y., Zhang Y., Liu S., Li J. Effect of drainage on microbial enzyme activities and communities dependent on depth in peatland soil // Biogeochemistry. 2021. doi: 10.1007/s10533-021-00828-1
- Von Post Humification Scale. URL: <https://www.blacklandcentre.org/the-science/von-post-humification-scale/> (дата обращения: 15.09.2021).

References

- Arhipov V.S., Maslov S.G. *Sostav i svoystva tipichnykh torfov central'noj chasti Zapadnoj Sibiri* [Composition and properties of typical peat in central Western Siberia] // Himiya rastitel'nogo syr'ya. 1998. No. 4. pp. 9–16. In Russian
- Bel'kevich P.I., Golovanov N.G., Dolidovich E.F. *Bitumy torfa i burogo uglya* [Peat and brown coal bitumens]. Minsk: Nauka i tekhnika, 1989. 127 p. In Russian
- Bondarenko A.S., Zhigunov A.V. *Statisticheskaya obrabotka materialov lesovodstvennykh issledovanij: Uchebnoe posobie* [Statistical processing of silvicultural research materials: Textbook]. St. Petersburg: Iz-vo Politehnicheskogo universiteta, 2016. 125 p. In Russian
- Vojtekhev M.YA. *Vosstanovlenie osushennykh leso-bolotnykh ugodij (na primere Dubnenskogo leso-bolotnogo massiva) Problemy. Praktika. Teoriya* [Drained marshland restoration (case of Dubna wetland). Problems. Practice. Theory]. Moscow: APKiPPRO, 2012. 200 p. In Russian
- Vomperskii S.E., Vomperskaya M.I., Glukhova T.V., Valyaeva N.A. Transformation of peat horizon in swampy southern taiga forests under the impact of surface drainage // Eurasian Soil Science. 2017. V. 50. No. 10. pp. 1186–1194.
- GOST 11305–2013. *Torf i produkty ego pererabotki. Metody opredeleniya vlagi* [Peat and products of its processing. Moisture determination methods]. Moscow: Standartinform, 2014. 10 p. In Russian
- GOST 11306–2013. *Torf i produkty ego pererabotki Metody opredeleniya zol'nosti* [Peat and products of its processing. Ash content determination methods]. Moscow: Standartinform, 2013. 11 p. In Russian
- GOST 17644 – 83. *Torf. Metody otbora prob iz zalezhi i obrabotki ih dlya laboratornykh ispytaniy* [Peat. Methods of sampling from deposits and processing them for laboratory tests]. Moscow: Izd-vo standartov, 1983. 9 p. In Russian
- GOST 28245–89. *Torf. Metody opredeleniya botanicheskogo sostava i stepeni razlozheniya* [Peat. The botanical composition and degree of decomposition determination methods]. Moscow: Standartinform, 2006. 7 p. In Russian
- Edinyj gosudarstvennyj reestr pochvennykh resursov Rossii. *Versiya 1.0* [Unified State Register of Soil Resources of Russia. Version 1.0] / A. Ivanov, S. SHoba, V. Stolbovoj i dr. Pochvennyj in-t im. V.V. Dokuchaeva Rossel'hoz-akademii. Moscow, 2014. 768 p. In Russian
- Kozlovskaya L.S., Medvedeva V.M., P'yavchenko N.I. *Dinamika organicheskogo veshchestva v processe torfoobrazovaniya* [Dynamics of organic matter in the process of peat formation]. Leningrad: Nauka, 1978. 172 p. In Russian
- Kosov V.I. *Torf. Resursy, tekhnologii, geoekologiya* [Peat. Resources, technologies, geoecology]. Moscow, 2007. 452 p. In Russian
- Latysh I.M. *Gruppovoj himicheskij sostav organicheskogo veshchestva verhovogo torfa srednetaezhnoj zony Zapadnoj Sibiri na primere bolotnogo massiva «Mukhrino»* [Group chemical composition of organic matter of high-moor peat in the middle taiga zone of Western Siberia (Mukhrino bog)] // Dinamika okruzhayushchej sredy i global'nye izmeneniya klimata. 2017. V. 8. No. 2. pp. 57–63. In Russian
- Lishtvan I. I., Korol' N.T. *Osnovnye svoystva torfa i metody ih opredeleniya* [The main properties of peat and methods for their determination]. Minsk: Nauka i tekhnika, 1975. 318 p. In Russian

Metodika izmerenij gruppovogo himicheskogo sostava torfa gravimetricheskimi metodami [Gravimetric method for the peat group chemical composition determination] № 88-16365-009-2017. Svid-vo ob attestacii vydano 06.12.2017. Nomer gosregistracii "FR.1.31.2018.29621" / S. B. Selyanina, T. I. Ponomareva, A. S. Orlov [i dr.]. Arhangel'sk, 2017. 20 p. In Russian

Motorin A.S. *Vliyanie urovnya gruntovykh vod na sostav organicheskogo veshchestva torfyanykh pochv Severnogo Zaural'ya* [Influence of the groundwater table on the organic composition of the peat soils of the North Ural] // *Sbornik statej II Vserossijskoj (nacional'noj) nauchno-prakticheskoj konferencii «Sovremennye nauchno-prakticheskie resheniya v APK»*. Gosudarstvennyj agrarnyj universitet Severnogo Zaural'ya. 2018. pp. 38–43. In Russian

Noskova M.G. *Polevoj atlas-opredelitel' sfagnovykh mхов* [Field Atlas Detector of Sphagna Mosses]. Tula: Akvarius, 2016. 112 p. In Russian

Orlov D.S. *Gumusovye kisloty pochv i obshchaya teoriya gumifikacii* [Humic acids of soils and the general theory of humification]. Moscow: Izd-vo MGU, 1990. 332 p. In Russian

Semenenko N.N., Karankevich E.V. *Transformaciya himicheskogo sostava torfyanykh pochv pod vliyaniem osusheniya i dlitel'nogo sel'skohozyajstvennogo ispol'zovaniya* [Transformation of the chemical composition of peat soils under the influence of drainage and long-term agricultural use] // *Vesti Nacional'noj Akademii nauk Belarusi*. 2011. No. 1. pp. 45–50. In Russian

Serebrennikova O.V., Strel'nikova E.B., Prejs YU.I., Averina N.G., Kozel N.V., Bambalov N.N., Rakovich V.A. *Sostav ekstraktivnykh veshchestv torfov osushennykh i nenarusennykh verkhovykh bolot Belarusi i Zapadnoj Sibiri* [Composition of peat extractives of drained and undisturbed bogs of Belarus and Western Siberia] // *Izvestiya TPU. Himiya i himicheskie tekhnologii*. 2014. V. 325. No. 3. pp. 31–45. In Russian

Tyuremnov S.N. *Torfyanye mestorozhdeniya* [Peat bogs]. Moscow: Nedra, 1976. 488 p. In Russian

SHinkeeva N.A., Maslov S.G., Arhipov V.S. *Harakteristika gruppovogo sostava organicheskogo veshchestva otidel'nykh reprezentativnykh torfov taezhnoj zony Zapadnoj Sibiri* [Group composition of organic matter of peat from Western Siberia taiga zone] // *Vestnik TGPU*. 2009. V. 3. pp. 116–119. In Russian

Harris L.I., Moore T.R., Roulet N.T., Pinsonneault A. J. Limited effect of drainage on peat properties, porewater chemistry, and peat decomposition proxies in a boreal peatland // *Biogeochemistry*. 2020. V. 151. pp. 43–62. <https://doi.org/10.1007/s10533-020-00707-1>

Rocheffort L., Lode E. Restoration of Degraded Boreal Peatlands. *Boreal Peatland Ecosystems. Ecological Studies (Analysis and Synthesis)*. 2006. V. 188. pp. 381–423. https://doi.org/10.1007/978-3-540-31913-9_17

Walter K.M., Zimov S.A., Chanton J.P., Verbyla D., Chapin F.S. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming // *Nature*. 2006. V. 443. pp. 71–75.

Xu Z., Wang S., Wang Z., Dong Y., Zhang Y., Liu S., Li J. Effect of drainage on microbial enzyme activities and communities dependent on depth in peatland soil // *Biogeochemistry*. 2021. <https://doi.org/10.1007/s10533-021-00828-1>

Von Post Humification Scale. URL: <https://www.blacklandcentre.org/the-science/von-post-humification-scale/> (Date of accessed 15.09.2021)

Информация об авторах:

Чибисова В.Г., младший научный сотрудник, лаборатория болотных экосистем, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия.

E-mail: leratatarintseva@gmail.com

Селянина С.Б., кандидат технических наук, ведущий научный сотрудник, заведующая лабораторией болотных экосистем, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия.

E-mail: gumin@fciarctic.ru

Ярыгина О.Н., младший научный сотрудник, лаборатория болотных экосистем, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия.

E-mail: olga.yarigina@fciarctic.ru

Пonomарева Т.И., научный сотрудник, лаборатория болотных экосистем, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия.

E-mail: ponomtamera@gmail.com

Штанг А.К., младший научный сотрудник, лаборатория болотных экосистем, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия.

E-mail: a_shtang@inbox.ru

Котова Е.И., кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, директор Северо-Западного отделения Института океанологии РАН, Москва, Россия.

E-mail: ecorrp@yandex.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Chibisova V.G., Junior Researcher, Laboratory of wetland ecosystem, N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of UB RAS, Arkhangelsk, Russia.

E-mail: leratatarintseva@gmail.com

Selyanina S.B., Cand. Sci. (Techn.), Leading Researcher, Head of laboratory of wetland ecosystem, N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of UB RAS, Arkhangelsk, Russia.

E-mail: gumin@fciarctic.ru

Yarygina O.N., Junior Researcher, Laboratory of wetland ecosystem, N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of UB RAS, Arkhangelsk, Russia.

E-mail: olga.yarigina@fciarctic.ru

Ponomareva T.I., Scientific Researcher, Laboratory of wetland ecosystem, of N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of UB RAS, Arkhangelsk, Russia.

E-mail: ponomtamara@gmail.com

Shtang A.K., Junior Researcher, Laboratory of wetland ecosystem, N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of UB RAS, Arkhangelsk, Russia.

E-mail: a_shtang@inbox.ru

Kotova E.I., Cand. Sci. (Geography), Leading Researcher, director of the North-Western Branch of the Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia.

E-mail: ecopp@yandex.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 21.09.2021; одобрена после рецензирования 14.12.2021; принята к публикации 12.09.2022

The article was submitted 21.09.2021; approved after reviewing 14.12.2021; accepted for publication 12.09.2022

Original article

doi: 10.17223/25421379/24/9

FLOOD MONITORING APPLICATION OF 2018 LAOS DAM COLLAPSE BASED ON SENTINEL-1A SAR DATA AND THE OBJECT-ORIENTED METHOD

Jun Ma¹, Vadim V. Khromykh², Anna A. Chekina³

^{1, 2, 3} National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

¹ majun6982@gmail.com

² khromykh_vadim@mail.ru

³ chekina.ann@gmail.com



Abstract. Flood disasters seriously threaten the survival and development of human beings. Monitoring the changes of water bodies during floods and estimating the affected area is essential for comprehensive and accurate analysis of disaster information. Recently, radar satellite data has been increasingly used for flood monitoring, since in this case, cloudiness is not an obstacle to estimating the flood area. In this paper Sentinel-1 ground range detected (GRD) data was selected to estimate the inundated area after the Xe-Pian Xe-Namnoy Dam breach in Laos at the end of July 2018. The flooded Hinlat area and the Xe-Pian Xe-Namnoy reservoir were selected as the study area for flood inundation extent monitoring, because this area is characterized by bare land, agricultural land, and residential land with complex topography and geomorphology. The study area is located in the Bolaven Plateau, is a highland region in southern Laos. One of the reasons for the flooding of the study area is an elevation difference between upper reaches and downstream of the river. Several reaches with a convex profile and knickpoints because of the geologic control when draining the plateau represent the undeveloped longitudinal profile of the Vang Ngao River. The main channel of the Vang Ngao River is dug into Mesozoic fluvial sandstones, which resist scouring by the flood. The eCognition software is used to organize the process of extracting information about the flood zone. The object-oriented approach and the threshold method are combined to extract information about the reservoir. First, SNAP software is used to pre-process Sentinel-1A SAR images. Then, the eCognition multi-scale segmentation method is used to determine the best segmentation scale, for iterative testing and comparative analysis of experimental results, taking into account the characteristics of the object and a priori knowledge. After sensitivity analysis of the flooded area image features and other features, the VH-polarized backscattered mean features were selected to construct a knowledge base for flooded area extraction to differentiate water and non-water bodies. At the same time, the modified bare soil index (MBI) and the terrain relief were combined to remove the influence of bare land and mountain shadow on the extraction results to achieve the 2018 dam collapse flood monitoring in Laos. Finally, the extent and area of the affected region were analyzed and the changes of water bodies before and after the disaster were mapped. The study shows that the monitoring results of Sentinel-1A SAR data are more consistent with the actual situation and have significant advantages in flood hazard monitoring and assessment, which can effectively carry out large-scale flood inundation extent monitoring.

Keywords: remote sensing, Sentinel-1A SAR, object-oriented method, change detection, flood, geomorphology, Laos

Source of financing: The reported study was funded by RFBR, project number 20-35-90085.

For citation: Ma Jun, Khromykh V.V., Chekina A.A. (2022) Flood monitoring application of 2018 Laos dam collapse based on Sentinel-1a SAR data and the object-oriented method. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 136–147. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/24/9

Научная статья

УДК 528.8

doi: 10.17223/25421379/24/9

ПРИЛОЖЕНИЕ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ЗАТОПЛЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ПРИ ОБРУШЕНИИ ПЛОТИНЫ В ЛАОСЕ В 2018 г. НА ОСНОВЕ ДАННЫХ SAR SENTINEL-1A И ОБЪЕКТНО-ОРИЕНТИРОВАННОГО МЕТОДА

Дзюнь Ма¹, Вадим Валерьевич Хромых², Анна Александровна Чекина³

^{1, 2, 3} Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

¹ majun6982@gmail.com

² khromykh_vadim@mail.ru

³ chekina.ann@gmail.com

Аннотация. Стихийные бедствия, такие как наводнения, представляют серьезную угрозу жизнедеятельности и развитию человеческого общества, а также окружающей среде. Чтобы выполнить комплексный анализ данного

природного явления и в дальнейшем предупредить его, возникает потребность в мониторинге динамики водоемов в период наводнений и оценке риска уязвимых территорий. В настоящее время для мониторинга наводнений часто используются радиолокационные спутниковые данные, поскольку они позволяют точно оценить площади затопляемых участков, несмотря на наличие облачности в атмосфере. Для оценки площади затопления территорий в результате прорыва дамбы Xe-Pian Xe-Namnoy (Лаос) в конце июля 2018 г. были использованы данные, спроецированные на наземную дальность с использованием модели земного эллипсоида. В качестве района исследований выбран населенный пункт Хинлат и водохранилище Xe-Pian Xe-Namnoy, которые располагаются на плато Боловен в южной части Лаоса и характеризуются сложной геоморфологической структурой, наличием сельскохозяйственных угодий и жилой застройкой. В гидрологическом отношении район испытывает влияние реки Ванг Нгао с невыработанным продольным профилем русла, которое врезано в мезозойские песчаники, устойчивые к размыву. Перепад высот между верхним и нижним течением реки является одной из причин затопления исследуемой территории. Чтобы организовать процесс получения данных о затоплении со спутниковых снимков, были выбраны снимки SAR Sentinel-1A и использовано программное обеспечение eCognition, объектно-ориентированный подход и пороговый метод обработки изображений. Предварительная обработка снимков выполнена при помощи программы SNAP, после чего был применен метод многомасштабной сегментации изображений с целью провести итеративное тестирование и сравнить характеристики затопленных территорий. Наряду с сегментацией был учтен измененный индекс участков без растительности (MBI) в сочетании с характеристиками рельефа, чтобы исключить влияние поверхности этих участков и теней рельефа на результаты извлечения. В результате сравнительного анализа выбраны усредненные характеристики VH-поляризованного обратного рассеяния для выделения затопленных зон с возможностью отличить водные объекты от других, неводных. Далее был проведен анализ площади затопления изучаемого района с последующим моделированием динамики водных объектов до и после стихийного бедствия. Таким образом, результаты исследования показали, что данные SAR Sentinel-1A соответствуют реальной ситуации и обладают преимуществами при решении задач мониторинга наводнений и оценки площади их распространения.

Ключевые слова: дистанционное зондирование Земли, Sentinel-1A SAR, объектно-ориентированный подход, метод «change detection», наводнение, геоморфология, Лаос

Источник финансирования: исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90085.

Для цитирования: Ma J., Khromykh V.V., Chekina A.A. Flood monitoring application of 2018 Laos dam collapse based on Sentinel-1a SAR data and the object-oriented method // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 136–147. doi: 10.17223/25421379/24/9

Introduction

Flood disaster is one of the most destructive sudden disasters globally and has a short duration and great danger. Flood disasters affect a wide area and cause severe losses, posing a significant threat to the safety of people's lives and property and the economic development of the affected areas [Domeneghetti, Schumann, Tarpanelli, 2019]. The inundation of large areas caused by flash floods is dynamic, and real-time monitoring of flooded areas is necessary. Based on 3S technologies of remote sensing (RS), geographic information system (GIS) technology, global satellite navigation (GPS) technology, and their cooperation, we can achieve fast and accurate extraction of inundation area, visualize its spatial distribution, dynamic change and development pattern, and provide a reference for flood disaster monitoring and assessment work. Since the end of the 20th century, the development and application of remote sensing technology have provided a new alternative. NOAA [Jain et al., 2006], MODIS [Sakamoto et al., 2007], Aster [Khromykh, Khromykh, 2016, 2018], Landsat MSS [Sharitz, 1986], Landsat TM [McFeeters, 1996], Landsat 8 [Nandi, Srivastava, Shah, 2017] and other optical remote sensing images are used to monitor

the floodplain landscapes and extract the area of flooding occurrence. However, when flooding occurs, the disaster area often lasts for a long time with cloudy weather and covers many clouds. The temporal resolution and spatial resolution of optical remote sensing images are mutually constrained. Due to the wavelength characteristics of the used bands, they are easily affected by clouds and weather, which makes the monitoring results inaccurate, time-sensitive, and challenging to reflect the actual situation of the disaster area.

Synthetic aperture radar (SAR) selected waveband has the advantages of all-weather, all-day working capability and vast area coverage and observation. It is not affected by clouds, rain, and fog, especially suitable for flood inundation range monitoring [Schlaffer et al., 2015]. Furthermore, on the SAR image, the specular reflection of the water body appears as a dark tone on the image and the information of the water body is elementary to be identified [Tang et al., 2018]. Therefore, SAR can be an essential complement to optical remote sensing satellite monitoring on cloudy days. With the continuous development of SAR technology, radar remote sensing data in natural disaster monitoring has been dramatically developed. Wood et al. [2018] used the latest SAR image data to achieve higher accuracy

flood monitoring. Hess et al. [1995] experimentally demonstrated that SAR data could effectively identify information about water bodies mixed with vegetation and other disturbing features. Kiage and Walker [2005] demonstrated that Radarsat-1 ScanSAR data is well suited for water body monitoring. Moreover, Ramsey et al. [2011] demonstrated the difference in the reflection of water body information by SAR image data with different polarization types. Numerous scholars have made many efforts to make these data sources widely used and have contributed significantly to the development of SAR imagery for regional flood monitoring. ESA's Copernicus satellite Sentinel-1A can provide high-resolution SAR images for timely, continuous, and independent emergency response to natural disasters, providing essential data support for flood monitoring and assessment of inundation extent during floods.

In this paper, we select Sentinel-1 ground range detected (GRD) data of the inundated area after the Xe-Pian Xe-Namnoy Dam breach in Laos in late July 2018. We use an object-oriented approach to create a process, which provides an extraction of inundation extent. The

process gives quickly obtaining the inundation area and range before and after the occurrence of floods.

The study results lay the foundation for the operational extension of flood monitoring and assessment and provide a reference for the extending of this data in other application areas in the future.

Study area and data

Overview of the disaster area. On the night of July 23, 2018, a severe dam failure occurred at the Xe-Pian Xe-Namnoy reservoir's secondary dam D in the province of Azusa, Laos, releasing 500 million cubic meters of floodwater. The severe flooding submerged villages and the downstream, killing 98 people, leaving hundreds missing, and leaving more than 6,600 villagers homeless [Cheng, Zhao, Yin, 2019].

The flooded Hinlat area and the Xe-Pian Xe-Namnoy reservoir were selected as the study area for flood inundation extent monitoring, because this area is characterized by bare land, agricultural land, and residential land with complex topography and geomorphology (Fig. 1).

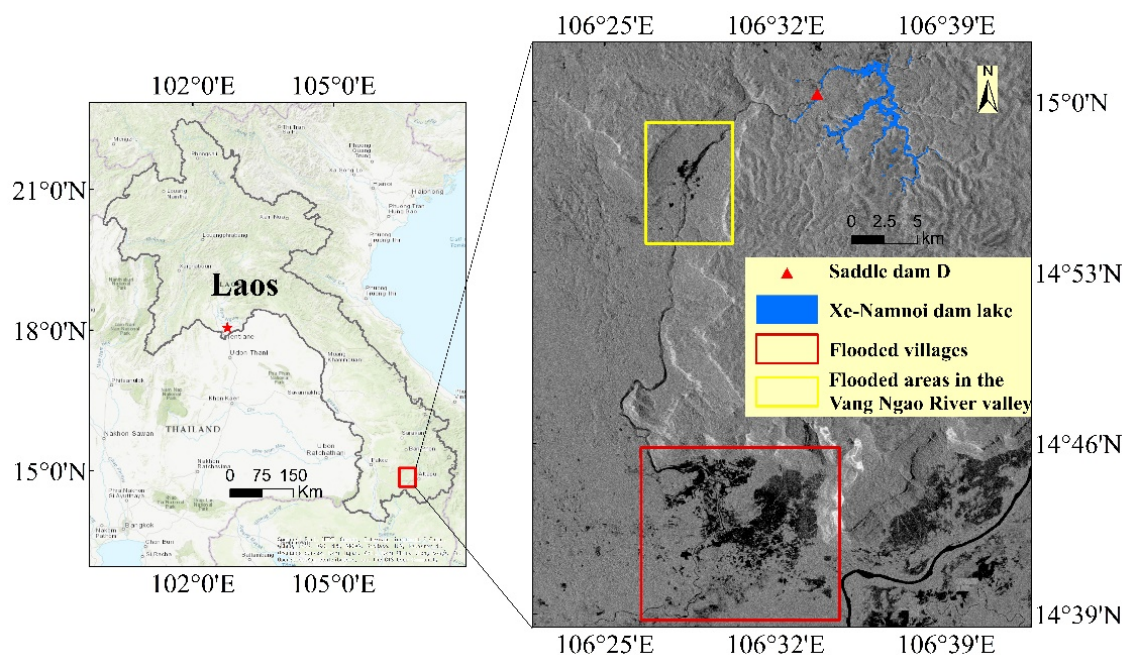


Fig. 1. Study area in the southwest of the Bolaven Plateau, Laos

Рис. 1. Район исследования на юго-западе плато Боловен, Лаос

The study area is located in the Bolaven Plateau, is a highland region in southern Laos. The plateau is framed by the Annamite Mountain Range to the south and east, and by the Mekong River valley to the north and west. The areal extent of the Bolaven Plateau is approximately 6,000 km² [Delang, Toro, 2011]. The gradient between the

plateau and the surrounding landscape makes it an easily distinguishable topographic feature. The plateau is characterized by a relatively flat surface ranging from 1,000 to 1,350 m above sea level (ASL) [Latrubesse et al., 2020].

An orographic structure of the Bolaven is volcanic plateau. The basement of the plateau consists of the Tri-

assic-Cretaceous clastic sedimentary strata. Mesozoic quartz sandstones and fluvial/lacustrine mudstones underlie this elevated surface and crop out almost continuously around its cliffy perimeter. The nearly vertical pitches at the top of this perimeter cliff and from outcrops on the plateau indicate the uppermost 200–250 m of the Mesozoic bedrock comprise massive to cross-bedded fluvial sandstones. Gentler slopes below point to friable mudstones dominate the underlying 250 m [Sieh et al., 2020].

The surface is covered by quaternary basaltic lavas that have erupted through thick flat-lying Mesozoic rocks. The spillover and eruption of these basalts began in the Late Pleistocene, ended in the Early Pleistocene. Thickness of the volcanic field ranges from about 350 m at its peak to a few meters on its perimeters [Ouyang et al., 2019]. There are volcanic landforms on the plateau surface – scoria cones, which accounts to nearly 100 visible ones. In the present, the volcanic field is still active, as evidenced by the age of basaltic flows, which many are 100,000 years [Latrubesse et al., 2020].

The interior of the plateau is quasi-plain with the low mountain, hill, residual hill and hillock. It has a lower height difference and a smaller slope compared to its framing as cliffs and canyon landforms. [Ouyang et al., 2019]. Surrounding areas of Bolaven plateau presented as flat lands approximately 200–500 m ASL. In some cases, the terrain rises gradually or abruptly to a relatively flat surface, ranging in most areas about 800–1,400 m ASL. The highest peak of the Bolaven is located in its northeast and is about 1,704 m ASL. Notably, the plateau's morphology is the slight drop in elevation, which follows parts of the Xe Katam, Xe Namnoy and Xe Pian rivers, and divides Bolaven into two separate tablelands [Delang, Toro, 2011].

Climatic conditions of the study area belong to the typical tropical monsoon climate, with the wet season from May to October and a dry season from November to April. The coldest month of the year is January, with an average air minimum temperature 19 °C and maximum 30 °C. The hottest month is April, with an average low of 25 °C and high of 35 °C (Attapu province). The average wind speed is approximately 0.2–0.9 m/s. [https://weatherspark.com]. Heavy frequent rainstorms are concentrated, intense and widespread. Annual precipitation averages approximately 3,800 mm [Latrubesse et al., 2020]. According to meteorological data from the Global Precipitation Measurement (GPM) dataset, a substantial rainfall of 438 mm was recorded on July 22, 2018, with continuous rainfall weather and under the continuous influence of El Niño stream.

The hydrology of the region is presented by a relatively developed surface water system. The Bolaven Plateau is located in the Lower Mekong River basin.

The surface is drained by left-bank tributaries of the Mekong as the Xe-Don, the Vang Ngao and the Xe-Khong Rivers. The tributaries are highly seasonal, with spikes of high flow rising from a low stage immediately following rainfall. The left-bank tributaries, drained to the high-rainfall areas of Laos, contribute to the major wet-season flows. Thus, the flow contributions for mainstream from the Mekong left bank (Pakse-Stung Treng river reach) is about 23 % [Campbell, 2009].

The plateau's rivers are under the influence of a differential erosion process, ongoing through the lava flows of diverse ages and thickness, and through the underlying Mesozoic sedimentary rocks. The rivers are incised, confined, and present knickpoints along the longitudinal profile, with rapids and waterfalls [Latrubesse et al., 2020].

One of the reasons for the flooding of the study area is an elevation difference between upper reaches and downstream of the river (Fig. 2).

The undeveloped longitudinal profile of the Vang Ngao River is represented by several reaches with a convex profile and knickpoints because of the geologic control when draining the plateau. The main channel of the Vang Ngao River is dug into Mesozoic fluvial sandstones, which resist scouring by the flood. Imagine a drainpipe made of metal material perpendicular to the surface. Rainwater comes there from above, and this flow is concentrated in the pipe, like a river in the rock-controlled channel. When the flow in the pipe reaches its end, the water spills over the ground.

Thus, the peculiar relief and high gradient of the riverbed in some sites (from 0.0107 to 0.0208) had an impact on the increasing of the water flow energy. Water flow velocities on steep sections of the flood path reached levels as high as approximately 12 m/s. As the result, a rapid flood propagation downstream, to the low-relief plain of Quaternary fluvial deposits, where the Hinlat area is located, was provided. The riverbed gradient decreases to the plain and forms a narrow floodplain with a channel incised approximately 6–7 m into alluvial sediment. Maximum floodplain inundation depth was approximately 9.5 m, although the channel capacity is approximately 5 m [Latrubesse et al., 2020].

Sentinel-1ASAR images. Sentinel-1A was launched in April 2014, with an orbital period of 12 days for a single satellite and a regular repeat period of 6 days for two satellites, with the fastest revisit time of 1 to 3 days. This satellite carries a 5,404 GHz C-band SAR with maximum coverage of 400 km, including four imaging modes: SM (Stripmap), IW (Interferometric Wide-swath), EW (Extra-Wide-swath), and WV (Wave). The SM, IW, and EW modes are unipolar (HH/VV) and dual-polarized (HH+HV/VV+VH) imaging and the WV mode is unipolar (HH/VV) imaging [ESA, 2014]. Senti-

nel-1A SAR image is not affected by extreme weather, it can penetrate through clouds and acquire data with all-weather and wide coverage area. The acquired image

has good contrast and rich texture information, which is especially suitable for the study and monitoring of sudden-onset disasters.

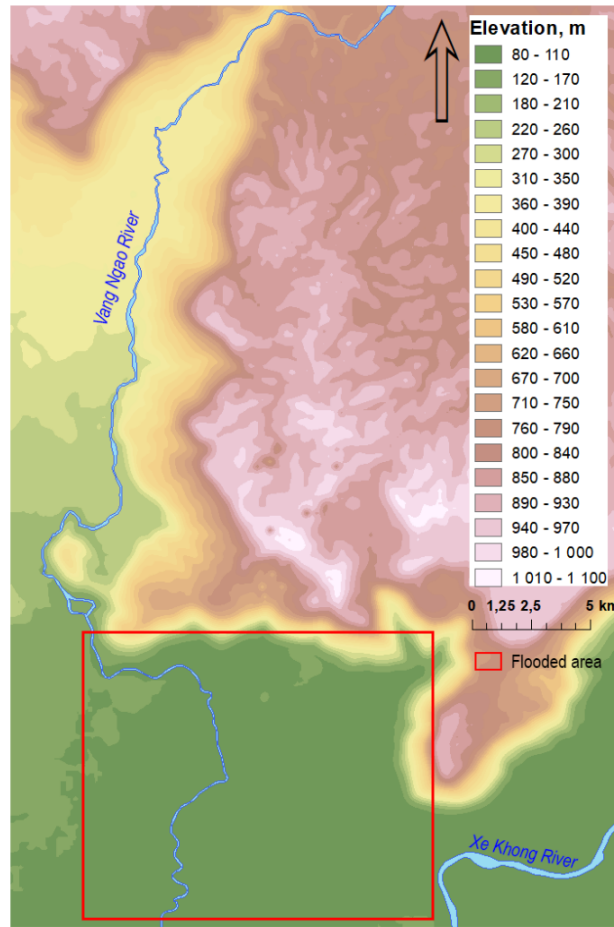


Fig. 2. The hypsometric map of the southwest part of the Bolaven Plateau

Рис. 2. Гипсометрическая карта юго-западной части плато Боловен

Moreover, in this image, the specular reflection phenomenon of the water body appears in dark tones, so the information of the water body can be simply identified. In this paper, the images of Sentinel-1A SAR before the flood outbreak on July 13, 2018, and after the flood outbreak on July 25, 2018, were selected

for the extraction and analysis of the Xe-Pian Xe-Namnoy reservoir and the flooded area. The product level of this data is GRD (Ground Range Detected Product), the operating mode is IW, the polarization mode is VH, and the parameters of Sentinel-1A SAR data are shown in the table 1.

Table 1

Characteristics of processed Sentinel-1A images

Таблица 1

Характеристики снимков Sentinel-1A после предварительной обработки

Imaging date	Polarization mode	Resolution/m	Pixel size/m
2018/7/13 (Before the disaster)	VV/VH	20 × 22	10 × 10
2018/7/25 (After the disaster)	VV/VH	20 × 22	10 × 10

Geographic information data. In addition to SAR images, this paper also collected Landsat 8 remote sensing images of the same period in the study area. Digital elevation model (DEM) data and administrative division vector data were also collected. These data are used to assist the interpretation analysis of flooded areas and improve extraction accuracy. Among them, Landsat 8 remote sensing image is from USGS [<https://earthexplorer.usgs.gov/>], and DEM data is ALOS (Advanced Land Observing Satellite) with resolution 12.5 m. DEM data is the phased-array type L-band data. Synthetic Aperture Radar (PALSAR) acquired elevation data (<https://earthdata.nasa.gov/>). The administrative zoning vector data were obtained from WWF (<https://www.worldwildlife.org/>).

Research method

Pre-processing of Sentinel-1A images. In this study, the Sentinel-1A data were pre-processed using ESA SNAP software [Sun et al., 2017]. The primary process includes the following steps:

1. Orbit correction. The accuracy of the orbit state data in the metadata files accompanying the Sentinel-1 satellite data is not very high, as accurate orbit files usually take about two weeks after data acquisition to be produced [Guo, Zhao, 2018]. The SNAP software automatically downloads the exact orbit file and updates the Sentinel-1 satellite orbit status information in the metadata file (.xml) in the Sentinel-1 satellite data [Zhang et al., 2021]. In general, more precise orbital positions should be updated, especially when a higher level of alignment processing is required.

2. Thermal noise removal. The operating mode of SAR is active survey, and the Sentinel-1 satellite is about 700 km above ground level. Due to the wave spherical diffusion effect, the thermal loss inside the SAR satellite unit (transmitter, power amplifier, and receiver) is not negligible. Thus, it seems that the acquired SAR images are with thermal noise, and the thermal noise will affect the estimated accuracy of the acquired radar backscatter signal. However, everything is relative; if we receive a SAR effective signal much stronger than the thermal noise, the thermal noise effect can be neglected. For the Sentinel-1 satellite, this is an optional pre-processing operation.

3. Radiation calibration. Radiometric calibration is the conversion of the received backscattered signal into a physical quantity with units. In order to eliminate systematic and random radiometric distortions or aberrations generated during data acquisition and transmission, the radiometric correction of the image data for each period is performed using the radiometric correction tool (Calibrate) of the SNAP data processing software to ob-

tain the radar backscattered coefficients for each period of the subsurface.

4. Speckle filtering. Speckle noise in SAR images is a principle drawback inherent to all imaging systems based on the coherence principle [Han, Guo, Wang, 2002]. Speckle noise in SAR images is generated in the radar echo signal, which severely affects the accuracy of information extraction. There are various filters to remove coherent speckle, aiming to reduce the effect of noise on image interpretation and improve the accuracy of water extraction. The most popular Refined Lee filter (improved Lee filter) is used here. It is an adaptive filter, and the filter window can be automatically adjusted according to the region. The algorithm filters out the coherent spot noise while keeping the edge information of the feature as well. Besides, it can reduce the bright and dark spots caused by the undulation of the water surface to a certain extent, which facilitates the recognition of water body information [Xu, Zhou, 2013].

5. Terrain correction. SAR is side-view imaging so that terrain undulations can cause geometric distortions to the image [Minh et al., 2019]. For multi-temporal analysis, the topographic correction of the images for each period was performed using the Range-Doppler method in the terrain correction tool of the SNAP data processing software in combination with the SRTM 30 m resolution DEM data.

6. Image alignment. In order to realize the monitoring of dynamic changes of floods based on the same area, the images of two periods need to be accurately aligned. Since the GRD images are in wide interferometric format, they have already been corrected for multi-view and geocoding and do not require further alignment processing.

7. Convert bands to Db. To better reflect the variability of radar intensity and highlight the differences between water and land, the backscattered coefficients of the images are transformed into a logarithmic scale form [Silveira, Heleno, 2009]. The decimalization of the radar backscattered coefficients approximates the standard Gaussian distribution in the data range, which is more convenient for visualization and data analysis. Comparing the pre-processed images (Fig. 3b) with the original ones (Fig. 3a), it can be seen that the contrast between water and land is significantly enhanced in the logarithmic map.

Object-oriented Flooded Area Extraction. Object-oriented classification technology is an information extraction technology based on the target object, using the object after image segmentation as the basis for classification [Clark, Pellikka, 2009]. Then find and extract the target object features from the image and rely on the library of object feature knowledge to complete the extraction of the target object. Traditional

image element-based classification often influences speckle noise. Object-oriented classification technology, which overcomes the shortcomings of traditional remote sensing image classification methods, can im-

prove the efficiency and quality of image interpretation to a certain extent. In this study, based on eCognition software, the object-oriented method extracts the flooded area in the study area.

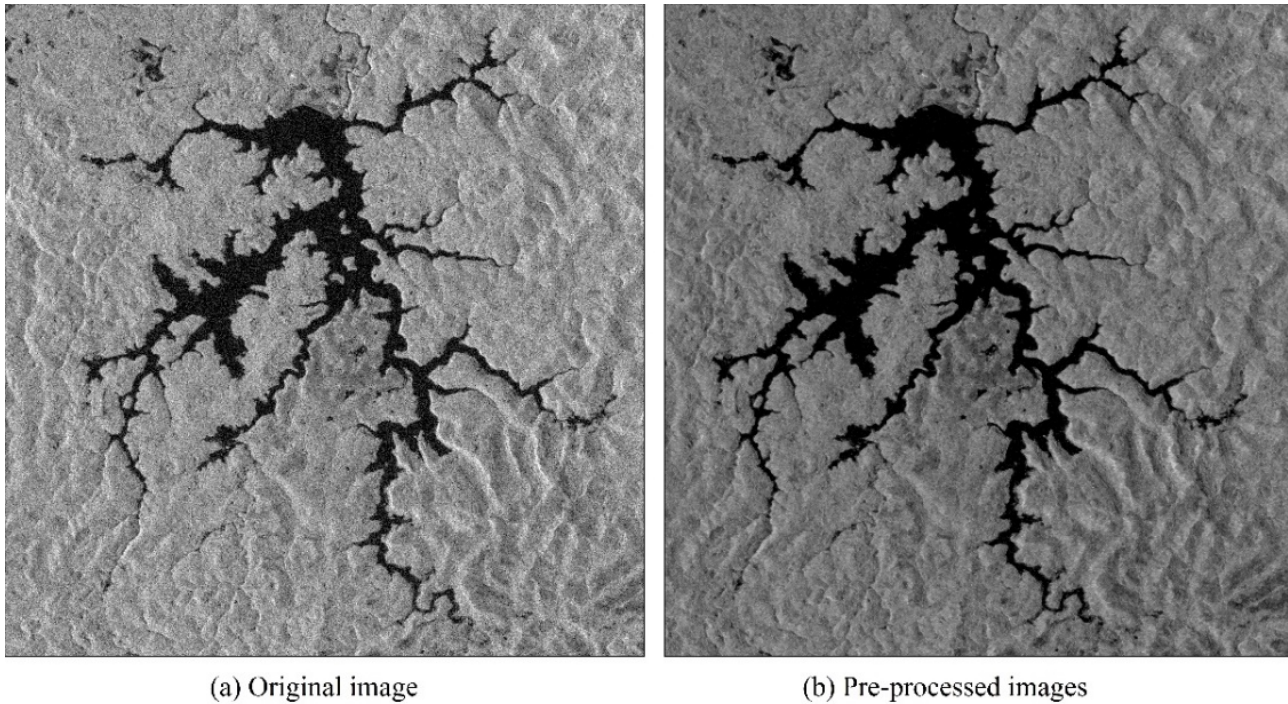


Fig. 3. Original image and pre-processed image of flood on July 13, 2018

Рис. 3. Исходный и предварительно обработанный снимки наводнения от 13 июля 2018 г.

Image Segmentation. Object-oriented classification is the technique of image segmentation, which has a vital role in image information extraction [Lewinski, Zaremski, 2004]. This study uses a multi-scale approach for image segmentation, which refers to segmentation image object levels at different scales by adopting different segmentation scales to generate a hierarchical image mesh structure composed of data at different scales. Multi-scale segmentation can extract image object prototypes without knowledge participation at any scale according to local contrast. It is applied to various data types and can handle multi-channel data, especially for data with texture or low-contrast images with slight differences [Drăguț et al., 2014]. The multi-scale segmentation algorithm is mainly determined by segmentation parameters such as image band weights, segmentation scale, color, and shape [Lowe, Guo, 2011].

The multi-scale segmentation method needs to be debugged several times to select the optimal segmentation parameters to ensure that the generated image objects have the minimum internal and inter-object heterogeneity. The image objects can sufficiently express the

basic features of each object. The heterogeneity is calculated as follows:

$$f = \omega_1 \times h_1 + (1 - \omega_1) \times h_2 \quad (1)$$

where ω_1 is the user-specified shape weight, h_1 is the shape heterogeneity, h_2 is the spectral heterogeneity. The formula for h_1 and h_2 is:

$$\begin{aligned} h_1 &= \omega_2 k_1 + (1 - \omega_2) k_2 \\ h_2 &= \sum_{i=1}^n \lambda_i \times \sigma_i \end{aligned} \quad (2)$$

where ω_2 is the user-specified tightness weight, k_1 and k_2 are the tightness and smoothness of the shape, respectively, n is the total number of bands, λ_i is the band weight, and σ_i is the standard deviation of the bands. k_1 and k_2 are calculated as follows:

$$\begin{cases} k_1 = \frac{E}{\sqrt{N}} \\ k_2 = \frac{E}{L} \end{cases} \quad (3)$$

where E is the length of the object boundary, N is the total number of pixels within the object, and L is the perimeter of the rectangle containing the object.

Spectral color and shape are complementary, and if only the spectral color factor is considered, the influence

of the shape factor on the homogeneity criterion is necessarily reduced [Lucas et al., 2007]. Both tightness and smoothness determine the shape, and the ones are also complementary. Increasing the scale factor of smoothness can make the edges of the object smooth, which is very effective for segmenting strip features such as roads; increasing tightness can make the object more rectangular, which is very effective for segmenting images of features with regular shapes. The image segmentation directly affects the accuracy of image classification. In order to obtain the optimal segmentation scale so that the segmented objects can achieve a better fit with the actual feature patches, the appropriate setting of the parameter weights is extremely important;

Knowledge base construction and classification extraction. After determining the appropriate scale of image segmentation, a knowledge base of multiple feature sets must be established. Suitable expressions must be selected to describe the features of the features, that is, to transform this semantic knowledge into rules to achieve the extraction of flooded areas. The establishment of the knowledge base needs to consider the differences between the object to be extracted and the original image, which are reflected in texture, brightness, density, area, and other features. The land-use types in the study area are mainly bare land and residential land. Under the VH polarization, the image's overall brightness is higher, and the distinction between the flooded area and the background area is more apparent. The water features are more stable in the backscattering characteristics of the VH polarization, with less texture information.

In contrast, under the VV polarization mode, there are more apparent variations in the backscattering intensity of some land types, leading to corresponding disturbances in the changes of flooded areas. After sensitivity analysis of the flooded area images and other features, the VH-polarized backscattered mean features are selected to construct a knowledge base for extracting flooded areas to distinguish water bodies from non-water bodies. Since the water body features are straightforward to distinguish on SAR images, this paper uses the threshold method to extract water bodies after multi-scale segmentation.

Results and analysis

Based on the characteristics of the image itself and the research purpose of extracting the flood inundation extent, this study divides the image feature type into inundated and unflooded areas and extracts. It analyzes the flood inundation extent by combining the changes of waters in different periods. Different segmentation results are obtained by adjusting the image segmentation

ratio, shape factor, and tightness factor several times, and the best segmentation parameters are selected using a priori knowledge and expert discriminative ability. After screening, the final parameters were set as follows: the scale parameter of image segmentation was set to 15, the shape factor was set to 0.3, the tightness factor was set to 0.5, and the spectral factor was kept as default. The segmentation results obtained according to the above parameters are satisfactory, reflecting the information of the differences between patches, high internal homogeneity of the images, and apparent boundary separation between land and water, maintaining the integrity of the boundary. By analyzing the VH polarization mean features, the average backscattering coefficient of the water body is lower than -17.5 dB. The threshold range is set based on the Assign Class function of eCognition software to extract the water body and non-water body regions.

The SAR image is oblique distance imaging, due to the influence of imaging mechanism, when the electromagnetic wave irradiates to the surface, the mountain in the study area will appear the phenomenon of perspective contraction, superimposed obscuration and shadowing, and the back mountain slope with large topographic undulations in the scene cannot obtain the radar beam and produce mountain shadowing [Sun et al., 2014]. The shaded area has low brightness, and the shadows are similar to the backscattering intensity of water bodies, so the object-oriented threshold-based method cannot completely distinguish the shadows, which may lead to the mountain shadows being misrepresented as water bodies. In response to the problem mentioned above of false information is-extraction, this study uses DEM data to calculate the topographic relief according to the mountain features in the study area and combines the mountain shadow map and incidence angle map to determine the topographic relief threshold of 30m, and extracts the areas with sizeable topographic relief to eliminate the influence of mountain shadow on the extraction results of water bodies. This step can be very effective in removing noise from areas with significant differences in elevation in the study area. Combining the high-resolution images of Landsat 8 and Google Earth of the same period and expert interpretation, it is found that the pre-disaster land-use types of the study area are mainly bare land and inhabited land before the dam collapsed, so most of the Hinlat area is dark in the SAR amplitude image. This phenomenon is since the backscattering coefficient varies depending on soil moisture and surface roughness, which are usually proportional to soil moisture and surface roughness. Since most of the Hinlat area has few structures such as buildings or trees, its surface roughness is low, resulting in a low backscatter coefficient [Kim, Lee, 2020]. The primary land features

behave similarly to water bodies in the backscattering characteristics of VH polarization, which leads to the corresponding disturbance in the changes of the flooded area. It is difficult to distinguish between water bodies and bare soil using a single SAR magnitude image when no other data source is available. Therefore, in this paper, after removing the influence of mountain shadows on the extraction results of water bodies, the modified bare soil index (MBI) [Nguyen et al., 2021] of the study

area was calculated using Landsat 8 remote sensing images of the same period. In order to distinguish between bare soil and areas inundated by dam collapse, the MBI threshold was determined to be 0.175 through constant adjustment and variation.

Based on the above research methods, the results of pre-and post-disaster monitoring of Xe-Pian Xe-Namnoy reservoir and flooded villages were obtained (Figs. 4 and 5).

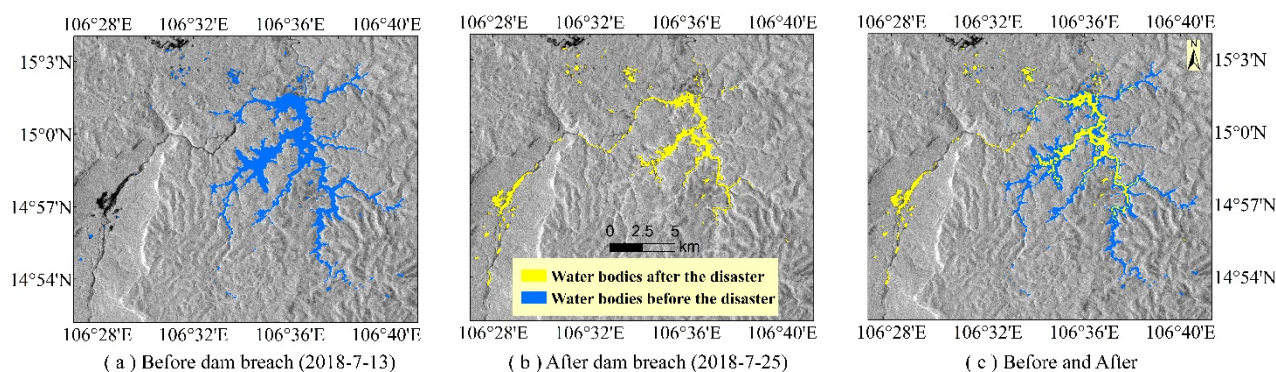


Fig.4. The flooding area extraction results of the Xe-Pian Xe-Namnoy reservoir

Рис.4. Результаты моделирования затопленных территорий в районе водохранилища Xe-Pian Xe-Namnoy

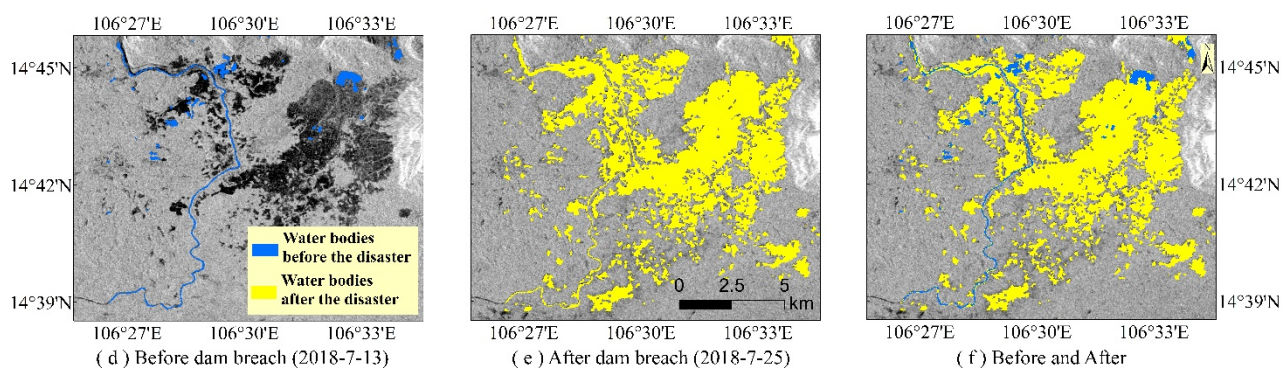


Fig. 5. The flooding area extraction results of the flooded villages

Рис. 5. Результаты моделирования затопленных территорий в районе сельских населенных пунктов

The pre-disaster water body area of the Xe-Pian Xe-Namnoy reservoir is 30.31 km², the water system develops mainly in a southwestern direction, but also occurs in all other directions. The post-disaster water body area is 9.06 km². Comparing with the post-disaster image on July 25, the area of the lost water body on July 13 was 21.25 km², and the area of the water body in the Xe-Pian Xe-Namnoy reservoir before and after the disaster shrank significantly. When we look at the north-south direction of the image, we can see that most of the water stored on the right side of the water system has been

released, and the water system in the area has become significantly smaller, with a large amount of water flowing out to the southwest. In the direction south of the reservoir, the water leaking from the reservoir flows along the Vang Nagao River, causing significant damage to the Hinlat area. Figure 4 shows the affected area, the total area of the study area is 190.04 km², the area of the water body before the disaster is 3.28 km², and the area of the water body after the disaster is 51.56 km². Comparing with the pre-disaster image on July 13, the total inundated area on July 25 was 48.66 km². The spa-

tial and temporal distribution of flooding shows that Hinlat, Thasaengchan, Mai, and Samong-tai are more severely affected, concentrated inundation. The interval between the image of the affected period and the image of the post-disaster period is 12 d. Comparing the area of water bodies before and after the disaster, it is clear that the preceding cycle of the marginal area of the site is longer.

The study area is dominated by bare land and residential land, and the terrain is lower than the surrounding area, and the prolonged and continuous heavy rainfall causes the water to be difficult to drain for a short period. As shown in Figure 4, the spatial distribution of the inundated area is relatively concentrated, and the area of the extracted water bodies matches the area of the original image water bodies. Due to the complex changes in the distribution of water bodies in the study area, it is difficult to depict the water body boundaries manually, so this paper combined Landsat 8 and Google Earth high-resolution images before and after the disaster to manually depict the water body boundaries in some areas before the disaster and evaluated the accuracy. The overall accuracy reached 85.9 %.

Discussion and conclusion

In this study, we used eCognition software as a platform to achieve the extraction of water body information from the pre-disaster and post-disaster Sentinel-1A SAR images of the study area by using object-oriented multi-scale segmentation and thresholding method, combined

with terrain relief and MBI, and this method was fast and accurate, and good results were obtained. Compared with traditional methods based on image elements, object-oriented classification methods extract homogeneous objects for classification, in which there are relatively few fragmented objects, and merge noisy regions and surrounding objects into a specific object with significantly stronger resistance to noise, which can effectively avoid the "pretzel phenomenon" often generated in image-oriented classification methods.

Due to the limitations of the conditions, the verification of the extraction results for the flooded area lacked the survey data of the actual points in the field, and the continuous cloudy and rainy days during the occurrence of the flood were disturbed by the cloud cover so that the valid high-resolution optical images could not be obtained for the verification analysis of the affected area. The extraction accuracy needed to be further improved.

Influenced by remote sensing data's temporal and spatial resolution, it is difficult to achieve accurate flood monitoring by a single remote sensing data source. Therefore, to carry out multi-source remote sensing data fusion, make full use of the advantages of various data sources, establish multi-source remote sensing flood disaster monitoring response mechanism, improve the corresponding speed of flood disaster monitoring, and then realize the daily supervision of water resources of rivers in the domain and emergency monitoring of unexpected disasters, is the focus of further research on flood monitoring.

References

- Campbell I.C. The Mekong: biophysical environment of an international river basin. Academic Press is an imprint of Elsevier, 2009. 432 p.
- Cheng S., Zhao W., Yin Z. PS-InSAR Analysis of Collapsed Dam and Extraction of Flood Inundation Areas in Laos Using Sentinel-1 SAR Images // 2019 IEEE 4th Advanced Information Technology, Electronic and Automation Control Conference (IAEAC).: IEEE, 2019. pp. 2605–2608.
- Clark B. J., Pellikka P.K. Landscape analysis using multi-scale segmentation and object-oriented classification // Recent advances in remote sensing and geoinformation processing for land degradation assessment.: CRC press, 2009. pp. 343–362.
- Delang C., Toro M. Hydropower-induced displacement and resettlement in the Lao PDR // South East Asia Research. 2011. V. 19. pp. 567–594.
- Domeneghetti A., Schumann G. J.-P., Tarpanelli A. Preface: Remote Sensing for Flood Mapping and Monitoring of Flood Dynamics // Remote Sensing. 2019. V. 11. No. 8. pp. 943.
- Drăguț L., Csillik O., Eisank C., Tiede D. Automated parameterisation for multi-scale image segmentation on multiple layers // ISPRS Journal of photogrammetry and Remote Sensing. 2014. V. 88. pp. 119–127.
- ESA. Sentinel-1 Missions Sentinel Online [Electronic resource]. URL: <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/missions/sentinel-1>. (Date of accessed: 15.09.2021).
- Guo X., Zhao Y.D. Floodinundation Monitoring in Ningxiang of Hunan Province based on Sentinel-1A SAR // Remote Sensing Technology and Application. 2018. V. 33. No. 4. pp. 646–656. In Chinese
- Han C.M., Guo H.D., Wang C.L. The essence of SAR image speckle suppression // JOURNAL OF REMOTE SENSING-BEIJING. 2002. V. 6, No. 6. pp. 474–479.
- Hess L.L., Melack J.M., Filoso S., Wang Y. Delineation of inundated area and vegetation along the Amazon floodplain with the SIR-C synthetic aperture radar // IEEE transactions on geoscience and remote sensing. 1995. V. 33. No. 4. pp. 896–904.
- Jain S.K., Saraf A.K., Goswami A., Ahmad T. Flood inundation mapping using NOAA AVHRR data // Water Resources Management. 2006. V. 20, No. 6. pp. 949–959.
- Khromykh V.V., Khromykh O.V. Spatial structure and dynamics of Tom river floodplain landscapes based on GIS, digital elevation model and remote sensing // Riparian zones: Characteristics, management practices and ecological impacts. Ed. O.S. Pokrovsky. New York: Nova Science Publishers, 2016. Chapter 12. pp. 289–309.
- Khromykh V.V., Khromykh O.V. A study of natural and anthropogenic changes of soils within the Tom river valley based on GIS, remote sensing and field observations // Journal of Physics. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. V. 201. 2018. 012006.

- Kiage L.M., Walker N.D., Balasubramanian S., Babin A., Barras J. Applications of Radarsat-1 synthetic aperture radar imagery to assess hurricane-related flooding of coastal Louisiana // *International Journal of Remote Sensing*. 2005. V. 26. No. 24. pp. 5359–5380.
- Kim Y., Lee M.-J. Rapid Change Detection of Flood Affected Area after Collapse of the Laos Xe-Pian Xe-Namnoy Dam Using Sentinel-1 GRD Data // *Remote Sensing*. 2020. V. 12. No. 12. pp. 1978.
- Latrubesse E.M., Park E., Sieh K., Dang T., Lin Y.N., Yun S. Dam failure and a catastrophic flood in the Mekong basin (Bolaven Plateau), southern Laos, 2018 // *Geomorphology*. 2020. V. 362. pp. 1–16.
- Lewinski S., Zaremski K. Examples of object-oriented classification performed on high-resolution satellite images // *Miscellanea geographica*. 2004. V. 11. pp. 349–358.
- Lowe S.H., Guo X.L. Detecting an optimal scale parameter in object-oriented classification // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2011. V. 4. No. 4. pp. 890–895.
- Lucas R., Rowlands A., Brown A., Keyworth S., Bunting P. Rule-based classification of multi-temporal satellite imagery for habitat and agricultural land cover mapping // *ISPRS Journal of photogrammetry and remote sensing*. 2007. V. 62. No. 3. pp. 165–185.
- McFeeters S.K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features // *International journal of remote sensing*. 1996. V. 17. No. 7. pp. 1425–1432.
- Minh H. V. T., Avtar R., Mohan G., Misra P., Kurasaki M. Monitoring and mapping of rice cropping pattern in flooding area in the Vietnamese Mekong delta using Sentinel-1A data: A case of an Giang province // *ISPRS International Journal of Geo-Information*. 2019. V. 8. No. 5. pp. 211.
- Nandi I., Srivastava P.K., Shah K. Floodplain mapping through support vector machine and optical/infrared images from Landsat 8 OLI/TIRS sensors: case study from Varanasi // *Water Resources Management*. 2017. V. 31. No. 4. pp. 1157–1171.
- Nguyen C.T., Chidthaisong A., Kieu D.P., Huo L.Z. A Modified Bare Soil Index to Identify Bare Land Features during Agricultural Fallow-Period in Southeast Asia Using Landsat 8 // *Land*. 2021. V. 10. No. 3. pp. 231.
- Ouyang Y., Liu H., Wang X., Liu S., Zhang J., Gao H. Spatial Distribution Prediction of Laterite Bauxite in Bolaven Plateau Using GIS // *Journal of Earth Science*. 2019. V. 30. No.5. pp. 1010–1019.
- Ramsey E., Lu Z., Suzuoki Y., Rangoonwala A., Werle D. Monitoring duration and extent of storm-surge and flooding in western coastal Louisiana marshes with Envisat ASAR data // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2011. V. 4. No. 2. pp. 387–399.
- Sakamoto T., Van N.N., Kotera A., Ohno H., Ishitsuka N., Yokozawa M. Detecting temporal changes in the extent of annual flooding within the Cambodia and the Vietnamese Mekong Delta from MODIS time-series imagery // *Remote Sensing of Environment*. 2007. V. 109. No. 3. pp. 295–313.
- Schlaffer S., Matgen P., Hollaus M., Wagner W. Flood detection from multi-temporal SAR data using harmonic analysis and change detection // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2015. V. 38. pp. 15–24.
- Sharitz R. Remote sensing inland wetlands: a multispectral approach // *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 1986. V. 52. No. 1. pp. 87–100.
- Sieh K., Herrin J., Jicha B., Schonwalder-Angel D., Moore J.D.P., Banerjee P., Wiwegwin W., Sihavong V., Singer B., Chualaowanich T., Charusiri P. Australasian impact crater buried under the Bolaven volcanic field, Southern Laos // *PNAS*. 2020. V. 117. pp. 1346–1353.
- Silveira M., Heleno S. Separation between water and land in SAR images using region-based level sets // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2009. V. 6. No 3. pp. 471–475.
- Sun Y.Y., Li X.T., Yang F.J., Huang S.F. Study on the method of mountain water extraction based on the space- borne SAR images // *China Institute of Water Resources and Hydropower Research*. 2014. V. 12. No. 3. pp. 258–263.
- Sun Y.Y., Huang S.F., Li J.R., Li X.T., Ma J.W., Qu W. The Downstream Flood Monitoring Application of Myan-mar Irrawaddy River based on Sentinel-1A SAR // *Remote Sensing Technology and Application*. 2017. V. 32. No. 2. pp. 282–288. In Chinese
- Tang L.Y., Liu W., Yang D., Chen L., Su Y.M., Xu X.L. Flooding monitoring application based on the object-oriented method and Sentinel-1A SAR data // *Journal of Geo-information Science*. 2018. V. 20. No. 3. pp. 377–384. In Chinese
- The Weather Year Round Anywhere on Earth. Climate reports with the weather by month, day, even hour. Great for event and trip planning [Electronic resource]. URL: <https://weatherspark.com/> (access date: 22.02.2022).
- Wood M., de Jong S.M., Straatsma M.W. Locating flood embankments using SAR time series: A proof of concept // *International journal of applied earth observation and geoinformation*. 2018. V. 70. pp. 72–83.
- Xu Y., Zhou Y. Review on SAR image speckle suppression // *Computer Engineering and Applications*. 2013. V. 49. No. 20. pp. 210–216. In Chinese
- Zhang X., Chan N.W., Pan B., Ge X.Y., Yang H. Mapping flood by the object-based method using backscattering coefficient and interference coherence of Sentinel-1 time series // *Science of The Total Environment*. 2021. V. 794. pp. 148–388.

Information about the authors:

Ma J., Postgraduate Student, Department of Geography, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University.
E-mail: majun6982@gmail.com

Khromykh V.V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Geography, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: khromykh_vadim@mail.ru

Chekina A.A., Postgraduate Student, Department of Geography, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: chekina.ann@gmail.com

The authors declare no conflicts of interests.

Информация об авторах:

Ма Д., аспирант, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: majun6982@gmail.com

Хромых В.В., кандидат географических наук, доцент, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: khromykh_vadim@mail.ru

Чекина А.А., аспирант, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: chekina.ann@gmail.com

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья поступила в редакцию 30.03.2022; одобрена после рецензирования 29.06.2022; принята к публикации 12.09.2022

The article was submitted 30.03.2022; approved after reviewing 29.06.2022; accepted for publication 12.09.2022

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 551.583

doi: 10.17223/25421379/24/10

УСТОЙЧИВЫЕ ПЕРЕХОДЫ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ВЕСЕННИЙ И ОСЕННИЙ ПЕРИОДЫ В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Елена Викторовна Носкова¹, Ирина Леонидовна Вахнина²

^{1,2} *Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия*

¹ *elena-noskova-2011@mail.ru*

² *vahnina_il@mail.ru*



Аннотация. Приводятся результаты пространственно-временного анализа дат устойчивых переходов температуры воздуха через 0, 5, 10, 15 °С весной и осенью и продолжительности этих периодов. За период исследования отмечается увеличение продолжительности климатических сезонов, что обусловлено в большей степени более ранними наступлениями устойчивых переходов в весенний период, а для устойчивых периодов с температурой воздуха выше 10 и 15 °С также характерно практически соизмеримое более позднее их наступление осенью.

Ключевые слова: изменение климата, температура воздуха, устойчивый переход, фазы вегетации, Забайкалье

Источник финансирования: анализ устойчивых переходов температур воздуха проведен в рамках выполнения государственного задания по теме «Механизмы обеспечения экономической устойчивости и экологической безопасности в новой модели развития регионов Востока РФ в условиях трансграничных отношений и глобальных вызовов XXI в.» (№ гос. регистрации 121032200126-6).

Для цитирования: Носкова Е.В., Вахнина И.Л. Устойчивые переходы температуры воздуха в весенний и осенний периоды в Восточном Забайкалье // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 148–161. doi: 10.17223/25421379/24/10

Original article

doi: 10.17223/25421379/24/10

THE INFLUENCE OF ALLUVIAL GOLD MINING ON THE NATURAL COMPLEXES OF RIVER VALLEYS OF AMUR RIVER BASIN IN EASTERN TRANSBAIKALIA

Elena V. Noskova¹, Irina L. Vakhnina²

^{1,2} *Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia*

¹ *elena-noskova-2011@mail.ru*

² *vahnina_il@mail.ru*

Abstract. The article presents the temporal characteristics of the climatic seasons of the year - the dates of stable transitions above certain air temperatures (0, 5, 10, 15 °C) in spring and autumn and the duration of periods with the indicated air temperatures on the territory of Eastern Transbaikalia. For the analysis in the work, we used observational data from 27 meteorological stations of ZabUGMS. So, the average daily air temperatures above 0 °C are the boundaries of the warm (frost-free) period. Inside it, one can distinguish the growing season (average daily air temperatures above 5 °C) and the period of active growing season (above 10 °C), as well as “climatic summer” (above 15 °C).

In the study area for 1976–2018 the growth rate of the surface air temperature is 0.35 °C/10 years, and in the last 30 years the number of positive values of the deviations of the surface air temperature from the climatic norm has significantly increased. At the same time, at some meteorological stations in some years of the XXI century, average annual air temperatures were noted, which in the long-term series of their values, often reaching 100 years and above, were maximum.

On average, in the territory of Eastern Transbaikalia, 183 days a year belong to the frost-free (warm) period, the boundaries of which are the average daily air temperatures above 0 °C. The duration of periods with stable air temperatures above 5, 10 and 15 °C on average throughout the region is 148, 118 and 63 days, respectively. In Eastern Transbaikalia, a stable transition of air temperature in spring from 0 to 15 °C and in autumn from 15 to 0 °C occurs in about 2 months. So, on average across the study area, a stable transition through 0 °C falls on April 12, after 5 °C – on May 2, after 10 °C – on May 20, and after 15 °C – on June 14. In autumn, a stable transition through 15 °C is observed on average on August 17, after 10 °C on September 8, after 5 °C on September 26 and after 0 °C on October 13.

During the study period, on average across the territory of Eastern Transbaikalia, there is a significant increase in the duration of stable periods above certain air temperatures. And if for periods above 0 and 5 °C this increase is 2.1 and 2.7 days/10 years, then for a period with an air temperature above 10 °C it is already 3.1 days/10 years, and for a period with a temperature air above 15 °C – 5.7 days/10 years. This is due to a greater extent to earlier onset of stable transitions in the spring, and for a stable period with air temperatures above 15 °C, it's almost commensurate later onset in autumn is also characteristic. A similar picture is observed in some areas of the study area, however, there is no strict regularity in the spatial distribution of the linear trend value.

In the context of global warming, the scientific results obtained must be used in the development of new mechanisms for adapting economic sectors to climate change in order to ensure the economic sustainability and environmental security of the region.

Keywords: climate change, air temperature, sustainable transition, vegetation phases, Transbaikalia

Source of financing: An analysis of stable air temperature transitions was carried out as part of the implementation of the state task on the topic “Mechanisms for ensuring economic sustainability and environmental security in a new model for the development of the regions of the East of the Russian Federation in the context of cross-border relations and global challenges of the 21st century” (state registration number 121032200126-6).

For citation: Noskova E.V., Vakhnina I.L. (2022) The influence of alluvial gold mining on the natural complexes of river valleys of Amur River basin in Eastern Transbaikalia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 148–161. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/24/10

Введение

Наиболее заметной, но не единственной особенностью изменения климата в последнее столетие является его потепление. Современные оценки [IPCC, 2014] показывают, что средняя годовая глобальная температура приземного слоя воздуха за последние 100 лет увеличилась на $0,6 \pm 0,2$ °C. Установлено также, что рост температур за этот период не был постоянным. Потепление продолжалось до 1940-х гг., затем до 1970-х наблюдалось небольшое похолодание, и, наконец, с середины 1970-х гг. по настоящее время отмечается более интенсивное потепление. Наблюдаемые изменения происходят неравномерно не только в долговременном аспекте, но и меняется и их внутригодовая направленность. Например, если на территории европейской части России рост температур по большей части отмечался в зимние месяцы, то в Сибири – в весенний и летний периоды [Мещерская и др., 2009; Обязов, 2010]. В качестве основных характеристик внутригодового температурного режима можно рассматривать даты устойчивых переходов среднесуточных температур воздуха через 0, 5, 10 и 15 °C весной и осенью, а также продолжительность периодов с указанными температурами [Гурьянов, 2013]. Среднесуточные температуры воздуха выше 0 °C являются границами теплого периода (безморозного), в котором можно выделить вегетационный период (среднесуточные температуры воздуха выше 5 °C) и период активной вегетации (выше 10 °C), а также «климатическое лето» (выше 15 °C) [Скрыник, Скрыник, 2009; Барашкова, Кузевская, Носырева, 2015].

В условиях современных климатических изменений возрастает необходимость проведения мониторинга температурного режима [Распоряжение...

2019], включающего изучение сроков наступления и продолжительности устойчивых температурных периодов на региональных уровнях. Такие исследования позволяют оценить возможные воздействия потепления на экологическую устойчивость экосистем, ряд социально и экономически значимых аспектов отраслевой экономики (сельское и лесное хозяйство, энергетический сектор, транспорт, жилищно-коммунальное хозяйство и др.) и выработать стратегии по адаптации региональной экономики для снижения потерь и использования выгод, связанных с наблюдаемыми тенденциями [Обязов, 2010; Чугункова, Пыжев, Пыжева, 2018; Редникова, 2020].

Работы, посвященные исследованию климатических сезонов, выполненные по территории России, свидетельствуют как о сокращении продолжительности зимнего периода [Кузнецова, 2017; Звягина, Переясловец, 2018], так и об увеличении длительности вегетационных периодов [Мирвис, Гусева, 2006; Максимова, Арнаут, Морковкин, 2014, 2016; Корсакова, Корсаков, 2018]. При этом отмечено, что изменения характеризуются пространственной неоднородностью даже в рамках отдельных регионов [Григорьева, 2009].

Для территории Восточного Забайкалья ранее были выполнены исследования, касающиеся анализа региональных флуктуаций климата, где среди ряда климатических характеристик рассматривалось и изменение дат устойчивого перехода температуры воздуха через некоторые градации, а также продолжительность этих периодов [Мещерская и др., 2009; Обязов, 2010; Обязов, Носкова, 2015], в то же время детально данный вопрос не рассматривался.

Цель работы – пространственно-временной анализ сроков изменения временных границ и продолжительности устойчивых температурных периодов

на территории Восточного Забайкалья в условиях современной климатической обстановки.

В административном отношении Восточное Забайкалье – это Забайкальский край, граничащий на юге с Монголией и Китаем. С востока на запад протяженность края достигает более 800 км, а с юга на север – почти 1 000 км, перепад высот составляет 2 700 м [Атлас..., 1967]. Территория исследования в основном представлена таежной, лесостепной и степной зонами. К таежным относятся северные районы, где расположен пик Байкало-Амурской магистрали – высшая точка в Забайкальском крае (3073 м) [Кулаков, 2000], и западные с высотами до 2500 м [Атлас Забайкалья, 1967]. Степи с абсолютными высотами 550–700 м [Кулаков, 2000] преимущественно распространены на юго-востоке. Промежуточное положение занимают лесостепи.

Климат на территории исследования резко континентальный. Здесь продолжительная и морозная зима, теплое и короткое лето [Носкова, Вахнина, Курганович, 2019; Носкова, Вахнина, Рахманова, 2019], во вторую половину которого выпадает до 50 % атмосферных осадков от годового их количества. Для значений температуры воздуха Восточного

Забайкалья, аналогично глобальным тенденциям, характерно их увеличение, которое отмечается уже с середины XIX в. [Обязов, 2015].

Экономическое развитие Забайкальского края базируется на природно-ресурсной специализации. Наиболее развиты горнорудный комплекс, транспорт, сельское и лесное хозяйство. Край входит в Восточно-Сибирский экономический район [Забайкальский край // Большая российская энциклопедия; Забайкальский край // Информационный портал о возможностях переселения старообрядцев на Дальний Восток].

Материалы и методы исследования

Для анализа в работе использованы данные наблюдений 27 метеорологических станций Забайкальского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, расположенных на исследуемой территории (рис. 1), за средней температурой воздуха (месячные и суточные значения) с 1976 по 2018 г. Метеостанции объединены в группы по геоадминистративному расположению [Список станций...].

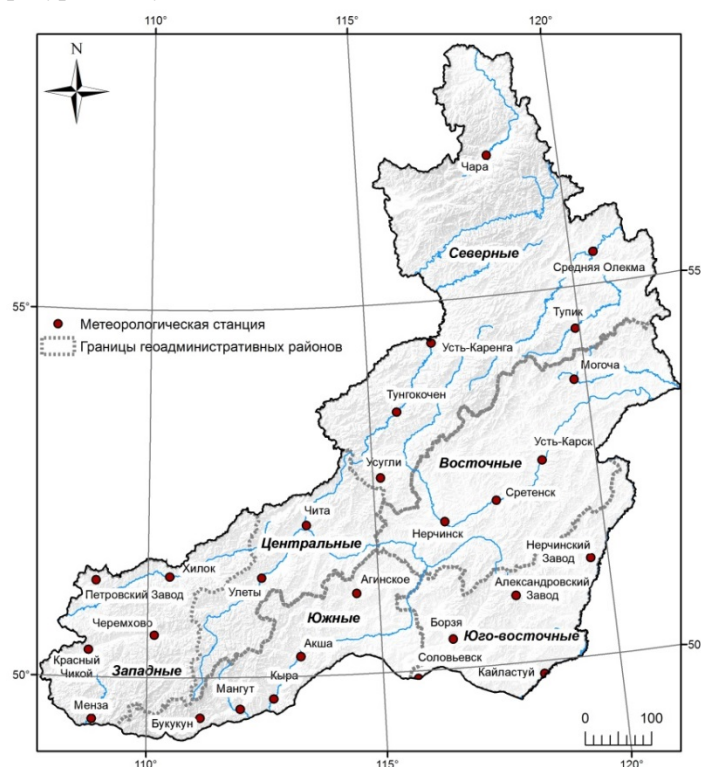


Рис. 1. Территория исследования и расположение используемых метеостанций

Fig. 1. Study area and location of weather stations used

Даты устойчивых переходов определены в соответствии с Методическими указаниями по составлению Научно-прикладного справочника по агрокли-

матическим ресурсам СССР» [Методические указания..., 1986], согласно которым за дату устойчивого перехода температуры воздуха через 0, 5, 10, 15 °C

весной принимается первый день периода, сумма положительных отклонений от нормы которого превышает сумму отрицательных отклонений любого из последующих периодов с отрицательными отклонениями. За дату устойчивого перехода температуры воздуха через 15, 10, 5, 0 °C осенью принимается первый день периода, сумма отрицательных отклонений которого превышает сумму положительных отклонений любого из последующих периодов с положительными отклонениями.

Аномалии среднемесячных значений температуры воздуха рассчитаны как отклонения от нормы. В качестве климатической нормы принято среднее за 1981–2010 гг. [ВМО № 1203, 2017].

Выявление тенденций климатических изменений проводилось путем расчета и анализа линейных трендов. Тренды во временных рядах вычислялись методом наименьших квадратов. Оценка их статистической значимости выполнялась при помощи критерия Стьюдента при уровне значимости $\alpha = 5\%$. Визуализация пространственного распределения исследуемых величин выполнялась в программе ArcGIS.

Вследствие того, что в отдельные годы по отдельным метеостанциям устойчивого периода с температурой воздуха выше 15 °C не отмечалось, эти станции были исключены из расчета трендов дат устойчивого перехода через температуру воздуха выше 15 °C весной и осенью как в среднем по исследуемому региону, так и по районам.

Результаты и их обсуждение

За 1976–2018 гг. по данным исследуемых метеорологических станций скорость роста приземной температуры воздуха в среднем для территории Восточного Забайкалья составляет 0,35 °C/10 лет, при этом максимальное значение (0,45 °C/10 лет) отмечено в центральных районах, минимальное (0,29 °C/10 лет) – в южных и юго-восточных. Указанные линейные тренды статистически достоверны при 5 %-м уровне значимости.

Анализ отклонений приземной температуры воздуха от климатической нормы (рис. 2) показывает, что за последние 30 лет значительно увеличилось число их положительных значений.

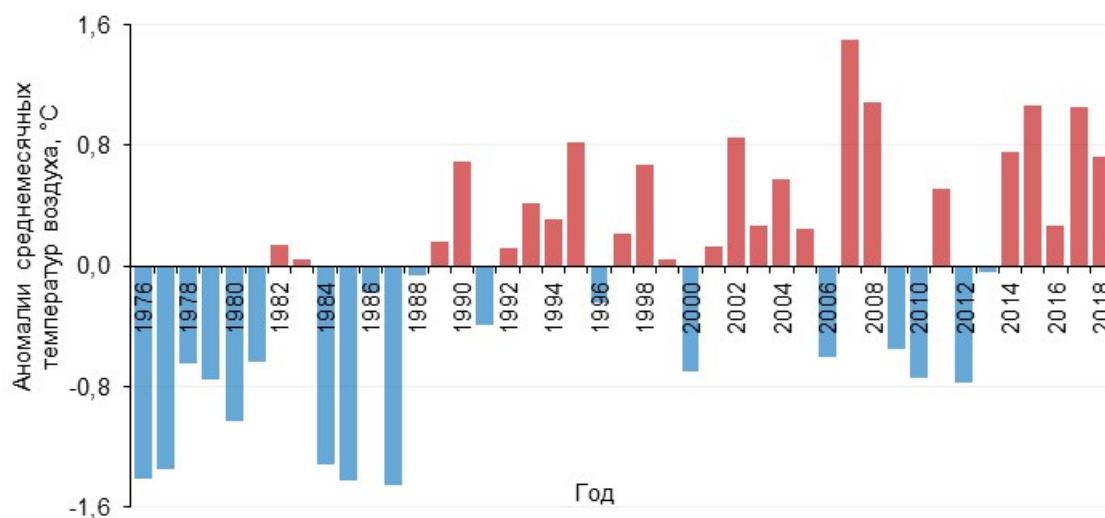


Рис. 2. Среднегодовые аномалии приземной температуры воздуха (°C), осредненные по территории Восточного Забайкалья за 1976–2018 гг.

Fig. 2. Average annual anomalies of surface air temperature (°C), averaged over the territory of Eastern Transbaikalia for 1976–2018

При этом на некоторых метеостанциях в отдельные годы XXI в. отмечались среднегодовые значения температуры воздуха, которые в многолетнем ряду их значений, часто достигающем 100 лет и выше, были максимальными (табл. 1). Так, на 20 из 27 анализируемых метеостанциях в 2007–2008 гг. среднегодовая температура воздуха превышала их среднее значение за период исследования на

2,0 стандартных отклонения и более, а на 7 из них в эти годы температура воздуха была максимальной за весь период наблюдений. Самые холодные годы наблюдались, как правило, до 1990 г.

Следует отметить, что высказанные ранее Обязым [Обязов, 2015] предположения о замедлении повышения либо понижении температуры в ближайшие десятилетия, который автор делает на осно-

ве анализа данных за многолетний период, заканчивающийся 2012 г., в котором, как и в некоторых предшествующих (2006, 2009, 2010) и последующем (2013 г.), фиксировались отрицательные аномалии, не подтверждаются, поскольку последние 5 лет были теплыми относительно климатической нормы за 1981–2010 гг., а на 11 метеостанциях из 27 анализируемых некоторые из них – одними из самых жарких за весь период наблюдения.

Наибольшие градиенты линейных трендов среднесезонной температуры воздуха за 43-летний период характерны для весны, где они составляют в раз-

ных районах территории исследования от 0,49 до 0,71 °C/10 лет, наименьшие – для зимы и осени (в среднем по территории Восточного Забайкалья 0,20 и 0,19 °C/10 лет соответственно). В летний период температура воздуха увеличилась в среднем на 0,49 °C/10 лет, превышая в каждом из районов 0,40 °C/10 лет. Достоверность трендов при 5 %-м уровне значимости не подтверждается в зимний и осенний периоды как в целом для территории исследования, так и для ее отдельных районов, за исключением зимнего значения в западных районах и осеннего – в центральных.

Таблица 1

Самые теплые годы за весь период наблюдений на используемых в работе метеостанциях Восточного Забайкалья

Table 1

The warmest years for the entire observation period at the meteorological stations of Eastern Transbaikalia used in operation

Станция	Самые теплые годы	Станция	Самые теплые годы
Агинское	2007	Соловьевск	2007
Акша*	2002, <u>2007</u> , 2015	Средняя Олекма	2011
Александровский Завод	2015	Сретенск	2008
Борзя	2015	Тунгокочен*	1995, 2007, <u>2008</u>
Букукун	2007	Тупик	2011
Кайластуй*	<u>1995</u> , 2007, 2008, <u>2015</u>	Улеты	2007
Красный Чикой	<u>2007</u> , 2015	Усть-Каренга*	2011, 2018
Кыра	2007	Усть-Карск*	1995, 2007, 2008, 2017
Мангут	2007	Усугли*	2007, 2008
Менза	2007, <u>2015</u>	Хилок	2007
Могоча	2011	Чара*	2002, <u>2007</u> , <u>2008</u> , 2011
Нерчинск*	2008	Черемхово	2007
Нерчинский Завод	1990, <u>2015</u>	Чита	<u>2007</u> , 2017
Петровский Завод	2002, <u>2007</u> , 2015		

Примечание.

1. Самые теплые годы определены как годы, в которых среднегодовая температура воздуха превышает их среднее значение за период исследования на 2,0 стандартных отклонения и более.

2. * отмечены метеостанции, для которых самые теплые годы определены как годы, в которых среднегодовая температура воздуха превышает их среднее значение за период исследования на 1,5 стандартных отклонения и более ввиду отсутствия в их многолетнем ряду значений, превышающих их среднее значение за период исследования на 2,0 стандартных отклонения и более.

3. Подчеркнуты годы с самой высокой среднегодовой температурой воздуха в ряду наблюдений.

Note.

1. The warmest years are defined as years in which the average annual air temperature exceeds their average value over the study period by 2.0 standard deviations or more.

2. * marked stations for which the warmest years are defined as years in which the average annual air temperature exceeds their average value for the study period by 1.5 standard deviations and more due to the absence in their long-term series of values that exceed their average value for the study period by 2.0 standard deviations or more.

3. The years with the highest average annual air temperature in the series of observations are underlined.

В условиях увеличения приземных температур воздуха особую актуальность приобретает изучение устойчивых температурных переходов – дат устойчивых периодов выше определенных температур воздуха (0, 5, 10, 15 °C) весной и осенью и продолжительности периодов с указанными температурами, характеризующих, в том числе, особенности температурного режима внутри года.

Пространственные закономерности распределения продолжительности устойчивых периодов выше определенных температур воздуха связаны, преимущественно, с изменением высотной поясности. В среднем на территории Восточного Забайкалья 183 дня в году относятся к безморозному (теплому) периоду, границами которого являются среднесуточные температуры воздуха выше 0 °C (рис. 3, а).

Наименьшая продолжительность устойчивого периода с температурой воздуха выше 0°C отмечается в высокогорных северных районах территории исследования. Например, в Чаре в среднем за 43 года она составляет всего 160 дней. Несколько больших значений его длительность достигает в таежных западных районах и лесостепных центральных и восточных, где абсолютная высота местности меньше. В южных районах продолжительность указанного периода увеличивается почти до 190 дней, а в районе некоторых метеостанций и превышает это число. Максимальная его длительность отмечается в степях юго-восточной части территории исследования (197 дней в Кайластуе). Влияние высоты местности на продолжительность устойчивого периода выше определенной температуры воздуха отчетливо проявляется для территории расположения метеостанции Букукун. Здесь длительность указанного периода (178 дней) сопоставима со значениями, присущими северным районам Восточного Забайкалья, в то время как указанная метеостанция территориально относится к южному геоадминистративному району. Это обусловлено как раз большой высотой метеоплощадки (1 137 м н.у.м.), которая превышает даже высоты северных метеостанций края.

Подобное пространственное распределение характерно и для продолжительности периодов с устойчивыми температурами воздуха выше 5°C , 10°C и 15°C (рис. 3, *b*, *c* и *d* соответственно), длительность которых в среднем по территории региона составляет 148, 118 и 63 дня соответственно. Следует отметить, что в отдельные годы по нескольким метеостанциям устойчивого периода с температурой воздуха выше 15°C не отмечалось (Александровский Завод – 1983 г., Букукун – 1978, 1983 и 1995 гг., Менза – 1983 г., Тунгокочен – 1978 и 1983 гг., Черемхово – 1983 и 1984 гг.).

Весной в Восточном Забайкалье устойчивый переход температуры воздуха от 0 до 15°C происходит примерно за 2 месяца (табл. 2). Так, в среднем по территории исследования устойчивый переход через 0°C , когда начинается безморозный период, приходится на 12 апреля, через 5°C – 2 мая, через 10°C – 20 мая и через 15°C – 14 июня. Как правило, более ранние сроки переходов через определенные температуры воздуха характерны для степных юго-восточных районов. Примерно в это же время, иногда с разницей в несколько дней, такой переход происходит в лесостепных центральных, южных и юго-восточных районах. В таежных западных и северных районах переход наблюдается позднее всего. При этом изменяется межгодовая изменчивость дат начала устойчивых периодов с определенной температурой воздуха. Например, даты начала безморозного

периода варьируют в диапазоне от 28 (восточные и северные районы) до 41 дня (центральные районы): самая ранняя дата устойчивого перехода через 0°C весной и самая поздняя в западных районах отмечались 24 марта и 30 апреля соответственно, в центральных – 20 марта и 30 апреля, в южных – 21 марта и 25 апреля, в юго-восточных – 25 марта и 23 апреля, в восточных – 26 марта и 23 апреля, в северных – 4 апреля и 2 мая. Так, самые ранние даты по районам исследования отмечались в 2014 г., при этом самый ранний устойчивый переход через 0°C произошел в этом же году в Мангуте (19 марта). Самые поздние даты устойчивого перехода через 0°C отмечались в 1983 г. (западные (30 апреля устойчивый переход через 0°C был отмечен также в 1984 г.), центральные и северные районы), в 1980 г. (южные районы), в 1986 г. (юго-восточные районы) и в 1987 г. (восточные районы). Самый поздний устойчивый переход через 0°C произошел в 1986 г. в Чаре (13 мая).

Межгодовая изменчивость сроков начала периода с температурой воздуха выше 5°C изменяется в диапазоне от 22 (северные районы) до 31 дня (центральные районы): самая ранняя дата устойчивого перехода и самая поздняя в западных районах отмечались 20 апреля и 17 мая соответственно, в центральных – 12 апреля и 13 мая, в южных – 16 апреля и 11 мая, в юго-восточных – 11 апреля и 9 мая, в восточных – 21 апреля и 17 мая, в северных – 28 апреля и 20 мая. Так, самые ранние даты устойчивого перехода через 5°C отмечались в 2018 г. (западные районы), в 2011 г. (центральные и южные районы), в 2014 г. (юго-восточные и восточные) и в 2000 г. (северные районы). Самый ранний устойчивый переход через 5°C произошел в 1998 г. в Кайластуе (3 апреля). Самые поздние даты отмечались в 1982 г. (западные и центральные районы), в 1979 г. (южные районы) и в 1987 г. (юго-восточные, восточные и северные районы). Самый поздний устойчивый переход через 5°C произошел в 1980 г. в Чаре (29 мая).

Межгодовая изменчивость дат начала устойчивого периода с температурой воздуха выше 10°C изменяется в диапазоне от 25 (западные и северные районы) до 31 дня (центральные районы): самая ранняя дата устойчивого перехода через 10°C весной и самая поздняя в западных районах отмечались 11 мая (2002 г.) и 5 июня (1976 г.) соответственно, в центральных – 2 мая (2013 г.) и 2 июня (1980 г.), в южных – 3 (2017 г.) и 30 мая (2008 г.), в юго-восточных – 30 апреля (2000 г.) и 30 мая (1995 г.), в восточных – 5 (2000 г.) и 31 мая (1980 г.), в северных – 15 мая (1979 г.) и 9 июня (1976 г.). При этом самый ранний устойчивый переход через 10°C произошел в 2015 г. в Кайластуе (25 апреля), самый поздний – в 1976 г. в Чаре (21 июня).

Межгодовая изменчивость сроков начала устойчивого периода с температурой воздуха выше 15 °C изменяется в диапазоне от 29 (юго-восточные районы) до 54 дней (западные районы): самая ранняя дата устойчивого перехода через 15 °C весной и самая поздняя в западных районах отмечались 24 мая (1979 г.) и 18 июля (1982 г.) соответственно, в центральных – 19 мая

(1992 г.) и 28 июня (1998 г.), в южных – 29 мая (1979 г.) и 6 июля (1988 г.), в юго-восточных – 26 мая (1979 г.) и 24 июня (1976 г.), в восточных – 29 мая (1979 г.) и 29 июня (1983 г.), в северных – 7 июня (2001 г.) и 16 июля (1978 г.). При этом самый ранний устойчивый переход через 15 °C произошел в 1996 г. в Соловьевске (13 мая), самый поздний – в 2016 г. в Чаре (27 июля).

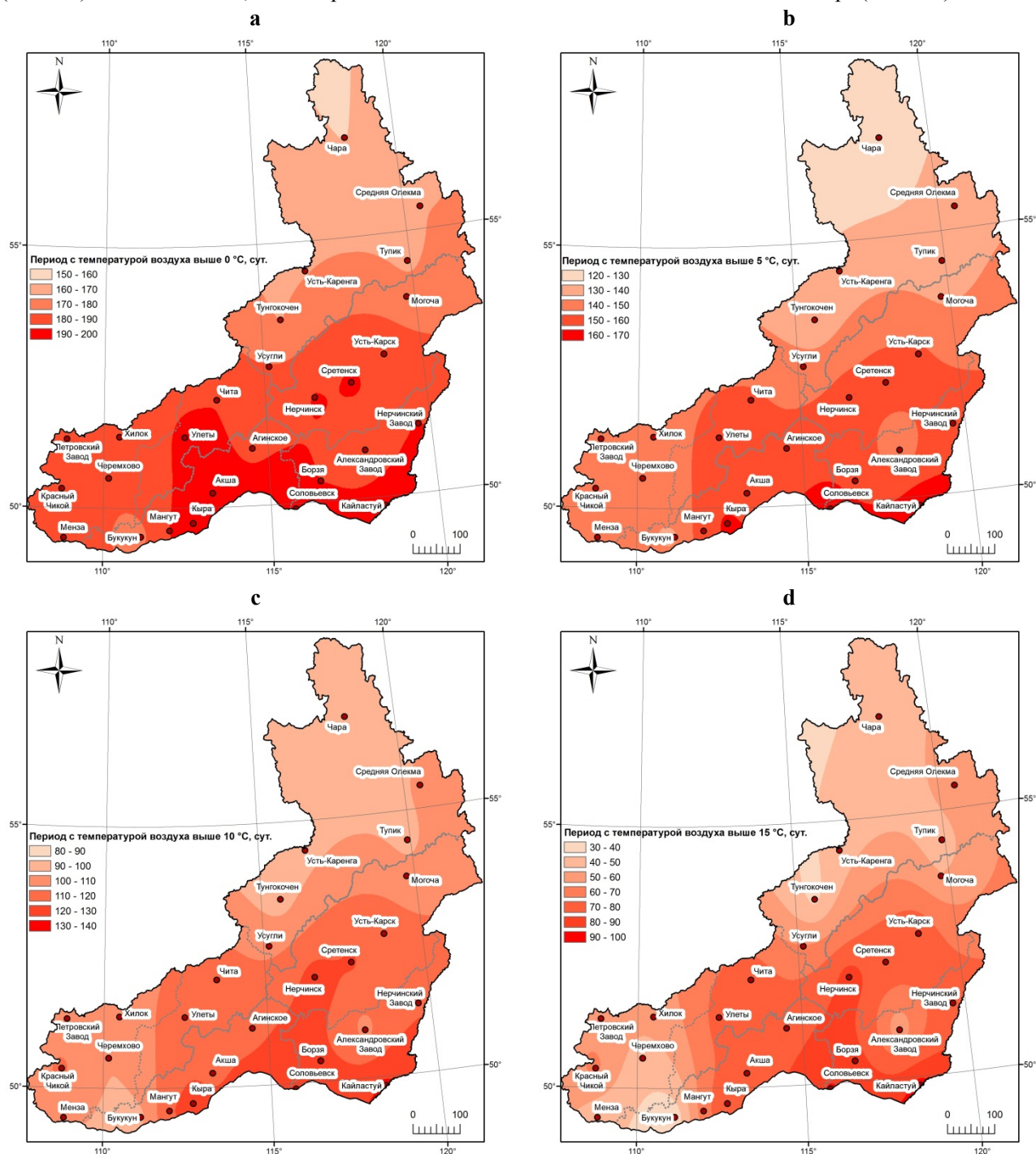


Рис. 3. Распределение продолжительности устойчивых периодов с температурами воздуха выше 0 (а), 5 (б), 10 (в) и 15 (д) °C по территории Восточного Забайкалья в среднем за 1976–2018 гг.

Fig. 3. Distribution of the duration of stable periods with air temperatures above 0 (a), 5 (b), 10 (c) and 15 (d) °C over the territory of Eastern Transbaikalia on average for 1976–2018

Таблица 2

Даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0, 5, 10, 15 °С весной на территории Восточного Забайкалья в среднем за 1976–2018 гг.

Table 2

Dates of stable transition of air temperature through 0, 5, 10, 15 °C in spring on the territory of Eastern Transbaikalia on average for 1976–2018

Районы	Температура воздуха, °С			
	0	5	10	15
Юго-восточные	9 апреля	27 апреля	15 мая	8 июня
Центральные	9 апреля	30 апреля	17 мая	8 июня
Южные	10 апреля	29 апреля	18 мая	13 июня
Восточные	10 апреля	30 апреля	17 мая	10 июня
Западные	13 апреля	3 мая	24 мая	20 июня
Северные	20 апреля	9 мая	27 мая	21 июня
В среднем по краю	12 апреля	2 мая	20 мая	14 июня

Осенью в Восточном Забайкалье так же, как и весной, устойчивый переход температуры воздуха от 15 до 0 °С происходит за 2 месяца (табл. 3). Так, в среднем по территории исследования устойчивый переход через 15 °С, когда заканчивается климатическое лето, отмечается 17 августа, через 10 °С – 8 сентября, через 5 °С – 26 сентября и через 0 °С – 13 октября. Учитывая продолжительность исследуемых устойчивых периодов, осенью их окончание прямо противоположно их наступлению весной: как правило, раньше всего тот или иной устойчивый переход через определенную температуру воздуха характерен для высокогорных таежных северных и западных районов, позднее всего – для степных юго-восточных. Осенью межгодовая изменчивость дат начала устойчивых периодов с определенной темпе-

ратурой воздуха также изменяется. Например, даты окончания устойчивого периода с температурой воздуха выше 15 °С за многолетний период варьируют от 26 (восточные районы) до 55 дней (центральные районы): самая поздняя дата устойчивого перехода через 15 °С осенью и самая ранняя в западных районах отмечались 1 сентября (2015 г.) и 21 июля (1979 г.) соответственно, в центральных – 16 сентября (2007 г.) и 23 июля (1988 г.), в южных – 3 сентября (2007 г.) и 3 августа (1984 г.), в юго-восточных – 11 сентября (2007 г.) и 11 августа (1976 г.), в восточных – 2 сентября (2007 г.) и 8 августа (1987 г.), в северных – 24 августа (2001 г.) и 19 июля (1979 г.). Самый поздний устойчивый переход через 15 °С отмечен в 2007 г. в Борзе (18 сентября), самый ранний – в 1982 г. в Букукуне (18 июня).

Таблица 3

Даты устойчивого перехода температуры воздуха через 15, 10, 5, 0 °С осенью на территории Восточного Забайкалья в среднем за 1976–2018 гг.

Table 3

Dates of stable transition of air temperature through 15, 10, 5, 0 °C in autumn on the territory of Eastern Transbaikalia on average for 1976–2018

Районы	Температура воздуха, °С			
	15	10	5	0
Северные	8 августа	2 сентября	19 сентября	6 октября
Западные	12 августа	4 сентября	24 сентября	12 октября
Восточные	22 августа	11 сентября	27 сентября	13 октября
Южные	18 августа	10 сентября	29 сентября	15 октября
Центральные	22 августа	12 сентября	1 октября	17 октября
Юго-восточные	26 августа	14 сентября	1 октября	17 октября
В среднем по краю	17 августа	8 сентября	26 сентября	13 октября

Межгодовая изменчивость дат окончания периода с температурой воздуха более 10 °С изменяется в диапазоне от 16 (юго-восточные районы) до 29 дней (центральные районы): самая поздняя дата устойчивого

перехода через 10 °С осенью и самая ранняя в западных районах отмечались 16 сентября (2004 г.) и 25 августа (1979 г.) соответственно, в центральных – 27 сентября (1988 г.) и 1 сентября (1996 г.), в южных –

21 сентября (1988 г.) и 28 августа (1981 г.), в юго-восточных – 22 (2016 г.) и 6 сентября (1992 г.), в восточных – 19 сентября (2004 г.) и 27 августа (1981 г.), в северных – 15 сентября (1983 г.) и 21 августа (1979 г.). При этом самый поздний устойчивый переход через 10 °С произошел в 2006 г. в Соловьевске (6 октября), самый ранний – в 1979 г. в Чаре (15 августа).

Межгодовая изменчивость дат окончания периода с температурой воздуха выше 5 °С по районам исследования изменяется в диапазоне от 17 (юго-восточные районы) до 23 дней (западные и северные районы): осенью самая поздняя дата устойчивого перехода через 5 °С и самая ранняя в западных районах отмечались 6 октября (2006 г.) и 12 сентября (1989 г.) соответственно, в центральных – 13 октября (2004 г.) и 22 сентября (1983 г.), в южных – 9 октября (2005 г.) и 22 сентября (1983 г.), в юго-восточных – 11 октября (2004 г.) и 22 сентября (1999 г.), в восточных – 6 октября (2018 г.) и 17 сентября (1985 г.), в северных – 1 октября (2018 г.) и 8 сентября (1996 г.). При этом самый поздний устойчивый переход через 5 °С произошел в 1990 г. в Мангуте (19 октября), самый ранний – в 2005 г. в Тупике (30 августа).

Межгодовая изменчивость дат окончания безморозного периода изменяется в диапазоне от 19 (юго-восточные районы) до 26 дней (центральные районы): самая поздняя дата устойчивого перехода через 0 °С осенью и самая ранняя в западных районах отмечались 23 и 3 октября соответственно, в центральных – 28 и 2 октября, в южных – 26 и 5 октября, в юго-восточных – 27 и 9 октября, в восточных – 26 и 2 октября, в северных – 15 октября и 24 сентября. По районам исследования самые поздние даты устойчи-

вого перехода через 0 °С отмечались в 1990 г. (западные районы), в 1995 г. (центральные, южные и юго-восточные районы), в 1994 г. (восточные районы) и в 2008 г. (северные районы). При этом самый поздний устойчивый переход через 0 °С произошел в 2013 г. в Улетах (5 ноября). Самые ранние даты устойчивого перехода через 0 °С отмечались в 2016 г. (западные, центральные, южные и восточные районы), в 1978, 2000 и 2006 гг. (юго-восточные районы) и в 1984 г. (северные районы). При этом самый ранний устойчивый переход через 0 °С произошел в 2005 г. в Тупике (1 сентября).

Анализ многолетнего хода сроков наступления устойчивых переходов температур воздуха показал, что за период исследования (1976–2018 гг.) в среднем по территории Восточного Забайкалья отмечается более раннее наступление исследуемых устойчивых периодов весной (рис. 4, а) и более позднее осенью (рис. 4, б). Соответственно, наблюдается и увеличение продолжительности этих периодов.

Увеличение продолжительности безморозного периода в среднем по региону произошло на 2,1 сут/10 лет (тренд статистически значим). Наибольшее увеличение (3,2 и 3,0 сут/10 лет) характерно для центральных и западных районов соответственно (см. рис. 5, а). На севере это увеличение составило 2,2 сут/10 лет, на юге – 2,0 сут/10 лет. Наименьшее увеличение (1,3 и 1,2 сут/10 лет) характерно для юго-восточных и восточных районов соответственно. В западных, центральных и северных районах тренды статистически достоверны при 5 %-м уровне значимости. По остальной территории их достоверность не подтверждается.

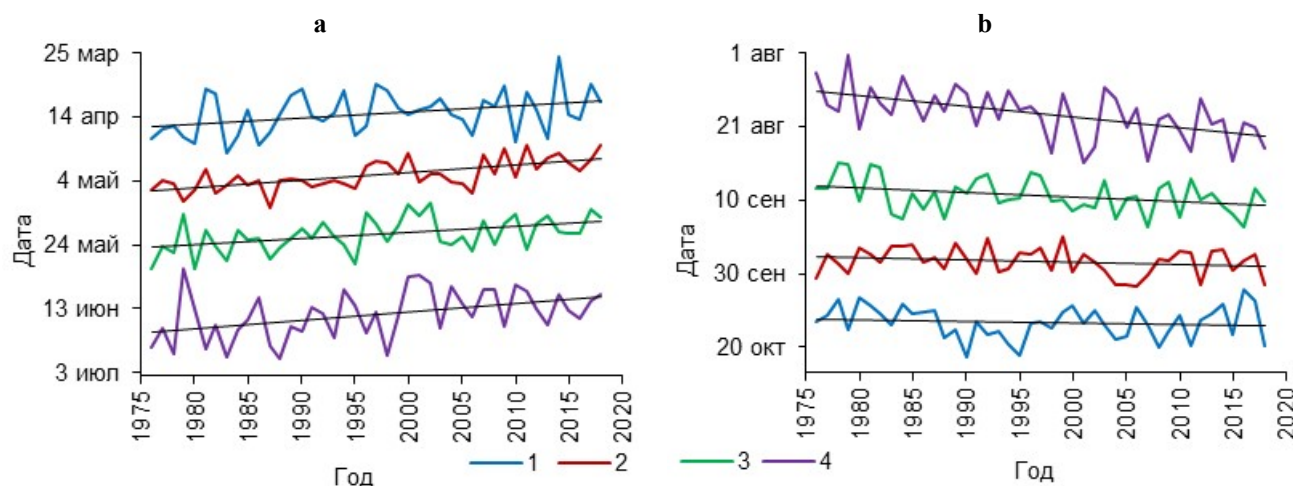


Рис. 4. Многолетний ход дат наступления устойчивых переходов через 0 (1), 5 (2), 10 (3) и 15 (4) °С весной (а) и осенью (б) в среднем по территории Восточного Забайкалья за 1976–2018 гг. (черными линиями показаны линейные тренды)

Fig. 4. Long-term variation of the dates of the onset of stable transitions through 0 (1), 5 (2), 10 (3) and 15 (4) °C in spring (a) and autumn (b) on average over the territory of Eastern Transbaikalia for 1976–2018 (black lines show linear trends)

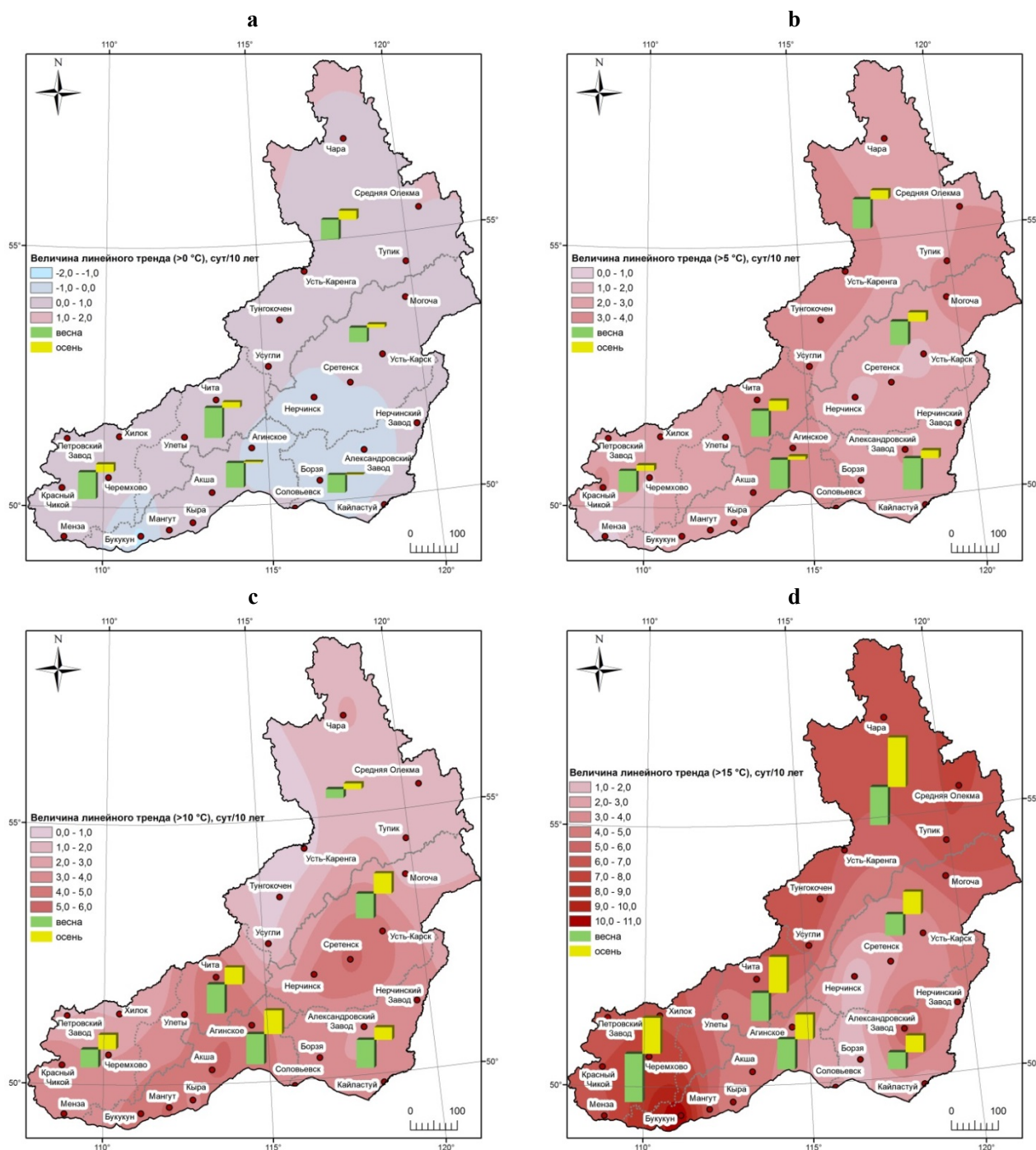


Рис. 5. Распределение величины линейного тренда продолжительности устойчивого периода с температурой воздуха выше 0 (а), 5 (б), 10 (в) и 15 (г) °С по территории Восточного Забайкалья за 1976–2018 гг.

Fig. 5. Distribution of the magnitude of the linear trend of the duration of a stable period with air temperatures above 0 (a), 5 (b), 10 (c) and 15 (d) °C over the territory of Eastern Transbaikalia for 1976–2018.

При этом весной устойчивый переход температуры воздуха через 0 °C стал происходить в среднем по исследуемому региону раньше на 1,8 сут/10 лет (тренд статистически значим). Это характерно для всех районов: тренд дат перехода через 0 °C изменяется от –2,7 сут/10 лет в центральных районах до –1,1 сут/10 лет в восточных. Статистически незначим

тренд лишь на востоке. Осенью же этот переход в среднем по исследуемому региону стал происходить позже на 0,3 сут/10 лет (тренд статистически недостоверен при 5 %-м уровне значимости). Позже на 0,2–0,7 сут/10 лет стало отмечаться окончание безморозного периода в западных, центральных, восточных и северных районах. Только на юго-востоке оно в среднем

стало происходить раньше на 0,1 сут/10 лет. На юге даты перехода через 0 °C не изменились. Указанные тренды статистически незначимы.

Продолжительность устойчивого периода с температурой выше 5 °C в среднем по региону увеличилась на 2,7 сут/10 лет. Наибольшее увеличение (3,2 и 3,1 сут/10 лет) характерно для центральных и северных районов соответственно (рис. 5, *b*). На юге и юго-востоке это увеличение составило 2,9 сут/10 лет. Наименьшее увеличение (2,1 и 2,2 сут/10 лет) характерно для западных и восточных районов соответственно. Все указанные тренды статистически достоверны при 5 %-м уровне значимости. При этом весной устойчивый переход температуры воздуха через 5 °C стал происходить в среднем по исследуемому региону раньше на 2,2 сут/10 лет (тренд статистически значим). Это характерно для всех районов: тренд дат перехода через 5 °C изменяется от –1,7 сут/10 лет на востоке региона до –2,6 сут/10 лет на юге. Тренды статистически значимы. Осенью же указанный в среднем по исследуемому региону стал происходить позже на 0,5 сут/10 лет, по районам исследования – на 0,3–0,8 сут/10 лет. Указанные тренды статистически незначимы.

Увеличение продолжительности устойчивого периода с температурой воздуха выше 10 °C в среднем по региону составило 3,1 сут/10 лет (тренд статистически значим). Наибольшее увеличение, составившее 4,6; 4,2 и 4,0 сут/10 лет, характерно для южных, центральных и восточных районов соответственно (рис. 5, *c*). На юго-востоке это увеличение составило 3,2 сут/10 лет, на западе – 2,8 сут/10 лет. Наименьшее увеличение (1,2 сут/10 лет) характерно для северных районов. Достоверность тренда не подтверждается только лишь на севере региона.

При этом весной устойчивый переход температуры воздуха через 10 °C стал происходить в среднем по исследуемому региону раньше на 1,7 сут/10 лет (тренд статистически значим). Это характерно для всех районов: тренд дат перехода через 10 °C изменяется от –2,5 сут/10 лет в южных районах до –0,6 сут/10 лет в северных. Статистически незначим тренд лишь на севере. Осенью устойчивый переход температуры воздуха через 10 °C в среднем по исследуемому региону стал происходить позже на 1,4 сут/10 лет (тренд статистически недостоверен при 5 %-м уровне значимости), по районам исследования – на 0,7–2,2 сут/10 лет. В северных районах достоверность тренда не подтверждается.

Устойчивый период с температурой воздуха выше 15 °C в среднем по региону увеличился на 5,7 сут/10 лет (тренд статистически значим). Наибольшее увеличение (7,5 и 7,1 сут/10 лет) характерно для западных и северных районов соответственно (рис.

5, *d*). На юге это увеличение составило 6,3 сут/10 лет, в центре – 5,3 сут/10 лет. Наименьшее увеличение (3,4 сут/10 лет) характерно для юго-восточных и восточных районов. Указанные тренды статистически достоверны при 5 %-м уровне значимости.

Весной устойчивый переход температуры воздуха через 15 °C отмечается в среднем по исследуемому региону раньше на 2,4 сут/10 лет (тренд статистически значим). Это характерно для всех районов: тренд дат перехода через 15 °C изменяется от –4,2 сут/10 лет в западных районах до –1,1 сут/10 лет в юго-восточных. Статистически незначим тренд лишь на юго-востоке. Осенью устойчивый переход температуры воздуха через 15 °C в среднем по исследуемому региону стал происходить позже на 2,6 сут/10 лет (тренд достоверен при 5 %-м уровне значимости, по районам исследования – на 1,5–4,1 сут/10 лет). Указанные тренды статистически достоверны.

Заключение

Таким образом, в результате проведенного анализа получено, что для Восточного Забайкалья по данным наблюдений используемых метеостанций продолжительность устойчивого периода с температурой воздуха выше 0 °C в среднем по региону составляет 183 дня, выше 5 °C – 148 дней, выше 10 °C – 111 дней, выше 15 °C – 63 дня. Пространственные закономерности распределения продолжительности устойчивых периодов выше определенных температур воздуха обусловлены, в первую очередь, высотной поясностью. Наименьшая продолжительность периодов отмечается в высокогорных таежных северных районах Восточного Забайкалья. Несколько больших значений их длительность достигает в таежных западных районах, характеризующихся высокогорными условиями, и лесостепных центральных и восточных, где абсолютная высота местности ниже. При продвижении к южным районам наблюдается увеличение продолжительности данных периодов. Максимальная их длительность отмечается в низменных степях юго-восточной части территории исследования.

Устойчивый переход температуры воздуха от 0 до 15 °C весной и от 15 до 0 °C осенью происходит примерно за 2 месяца. Учитывая продолжительность исследуемых устойчивых периодов, осенью их окончание прямо противоположно их наступлению весной: как правило, раньше всего тот или иной устойчивый переход через определенную температуру воздуха отмечается в высокогорных таежных северных и западных районах, позднее всего – в степных юго-восточных. Так, весной в среднем по территории исследования устойчивый переход через 0 °C происходит 12 апреля, через 5 °C – 2 мая, через

10 °С – 20 мая и через 15 °С – 14 июня; осенью переход через 15 °С происходит 17 августа, через 10 °С – 2 мая, через 5 °С – 20 мая и через 0 °С – 14 июня.

За период исследования (1976–2018 гг.) в среднем по территории Восточного Забайкалья отмечается значимое увеличение продолжительности устойчивых периодов выше определенных температур воздуха. И если для периодов выше 0 и 5 °С это увеличение составляет 2,1 и 2,7 сут/10 лет, то для периода с температурой воздуха выше 10 °С – уже 3,1 сут/10 лет, а для периода с температурой воздуха выше 15 °С – 5,7 сут/10 лет. Это обусловлено в большей степени более ранними наступлениями устойчивых переходов

в весенний период, а для устойчивого периода с температурой воздуха выше 15 °С также характерно практически соизмеримое более позднее его наступление осенью. Схожая картина отмечается и в отдельных районах территории исследования, однако строгой закономерности в пространственном распределении величины линейного тренда не прослеживается.

В контексте глобального потепления полученные научные результаты необходимо использовать при разработке новых механизмов для адаптации секторов экономики к климатическим изменениям с целью обеспечения экономической устойчивости и экологической безопасности региона.

Список источников

- Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область) / гл. ред. В.Б. Сочава. Москва ; Иркутск : ГУГК, 1967. 176 с.
- Барашкова Н.К., Кузевская И.В., Носырева О.В. Климатические характеристики режимов устойчивого перехода температуры воздуха через определенные пределы на юге Западной Сибири // Известия РАН. Серия: Географическая. 2015. № 1. С. 87–97.
- ВМО-№ 1203. Руководящие указания ВМО по расчету климатических норм. 2017. 32 с.
- Григорьева Е.А. Динамика временных границ вегетационного периода Южной части Дальнего Востока // Региональные проблемы. 2009. № 12. С. 29–34.
- Гурьянов Д.А. Статистический анализ продолжительности сезонов года в Санкт-Петербурге // Известия Российского государственного педагогического университета им. А.И. Герцена. 2013. № 163. С. 107–113.
- Забайкальский край // Большая российская энциклопедия. URL: <https://bigenc.ru/geography/text/5377661> (дата обращения: 15.04.2021).
- Забайкальский край // Информационный портал о возможностях переселения старообрядцев на Дальний Восток. URL: <http://navostok.info/reg10.php> (дата обращения: 17.04.2021).
- Звягина Е.А., Переясловец Т.С. Динамика метеорологических показателей и продолжительности вегетационного периода в Юганском заповеднике 1961–2016 гг. // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2018. Т. 9, № 2. С. 28–39. doi: 10.17816/edgccc10367.
- Корсакова С.П., Корсаков П.Б. Динамика временных границ климатических сезонов на южном берегу Крыма в условиях изменения климата // Бюллетень Государственного Никитского ботанического сада. 2018. Вып. 127. С. 107–115. doi: 10.25684/NBG.boolt.127.2018.15.
- Кулаков В.С. Рельеф // Энциклопедия Забайкалья. Читинская область. Т. 1: Общий очерк. Новосибирск : Наука, 2000. С. 37–40.
- Кузнецова В.П. Фенологические процессы в условиях изменения климата северных регионов // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 7–15. doi: 10.17223/25421379/4/2.
- Максимова Н.Б., Арнаут Д.В., Морковкин Г.Г. Оценка изменения продолжительности вегетационного периода по агроклиматическим районам Алтайского края // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2014. № 10 (120). С. 49–53.
- Максимова Н.Б., Арнаут Д.В., Морковкин Г.Г. Оценка продолжительности климатических сезонов года по агроклиматическим районам Алтайского края в условиях меняющегося климата // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2016. № 11 (145). С. 48–53.
- Мирвис В. М., Гусева И.П. Оценки изменения продолжительности безморозного периода вегетации на территории России и сопредельных государств в XX веке // Метеорология и гидрология. 2006. № 1. С. 106–113.
- Методические указания по составлению «Научно-прикладного справочника по агроклиматическим ресурсам СССР». Л. : Гидрометеониздат, 1986. 148 с.
- Мешерская А.В., Обязов В.А., Богданова Э.Г., Мирвис В.М., Ильин Б.М., Сницаренко Н.И., Голод М.П., Смирнова А.А., Обязова А.И. Изменение климата Забайкалья во второй половине XX века по данным наблюдений и ожидаемые его изменения в первой четверти XXI века // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 2009. № 559. С. 32–57.
- Носкова Е.В., Вахнина И.Л., Курганович К.А. Характеристика условий увлажненности территории бессточных озер Торейской равнины с использованием метеорологических данных // Вестник Забайкальского государственного университета. 2019. Т. 25, № 3. С. 22–30. doi: 10.21209/2227-9245-2019-25-3-22-30.
- Носкова Е.В., Вахнина И.Л., Рахманова Н.В. Суммы активных температур воздуха (выше 10 °С) на территории Забайкальского края // Успехи современного естествознания. 2019. № 11. С. 148–153. doi: 10.17513/use.
- Обязов В.А. Адаптация к изменениям климата: региональный подход // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 34–39.
- Обязов В.А. Региональный отклик приземной температуры воздуха на глобальные изменения (на примере Забайкалья) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 461, № 4. С. 459–462.
- Обязов В.А., Носкова Е.В. Изменения агроклиматических ресурсов Забайкалья в условиях глобального потепления // Вестник Забайкальского государственного университета. 2015. № 08 (123). С. 20–29.
- Распоряжение Правительства РФ от 25 декабря 2019 г. № 3183-р «Об утверждении национального плана мероприятий первого этапа адаптации к изменениям климата на период до 2022 г.». URL: <http://static.government.ru/media/files/OTrFMr1Z1sORh5Nlx4gLUsgdGHyWIAqy.pdf> (дата обращения: 26.02.2021).

Редникова Т.В. Меры адаптации к климатическим изменениям: совершенствование экологического законодательства Российской Федерации в свете присоединения к Парижскому соглашению по климату // Союз криминалистов и кримиологов. 2020. № 4. С. 122–127. doi: 10.31085/2310-8681-2020-4-208-122-127.

Скрыник О.Я., Скрыник О.А. Климатологический метод определения даты устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через заданное пороговое значение // Метеорология и гидрология. 2009. № 10. С. 90–99.

Список станций по геоадминистративному расположению // Официальный сайт Федерального государственного бюджетного учреждения «Забайкальское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды». URL: <https://zabgidromet.ru/spisok-stancij-po-geoadministrativnomu-raspolozheniyu/> (дата обращения 20.01.2021).

Чугункова А.В., Пыжев А.И., Пыжева Ю.И. Влияние глобального изменения климата на экономику лесного и сельского хозяйства: риски и возможности // Актуальные проблемы экономики и права. 2018. Т. 12, № 3. С. 523–537. doi: 10.21202/1993-047X.12.2018.3.523-537.

IPCC. Summary for Policymakers // O. Edenhofer, R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, E. Farahani, S. Kadner, K. Seyboth, A. Adler, I. Baum, S. Brunner, P. Eickemeier, J.S. Kriemann, S. Schlömer, C. von Stechow, T. Zwickel, J.C. Minx editors. Climate Change 2014, Mitigation of Climate Change Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom ; New York, NY, USA : Cambridge University Press, 2014.

References

- Atlas Zabaykal'ya (Buryatskaya ASSR i Chitinskaya oblast')* [Atlas of Transbaikalia (Buryat ASSR and Chita region)] / gl. red. V.B. Sochava. Moscow; Irkutsk: GUGK, 1967. 176 p. In Russian.
- Barashkova N.K., Kuzhevskaya I.V., Nosyreva O.V. *Klimaticheskiye kharakteristiki rezhimov ustoychivogo perekhoda temperatury vozdukhа cherez opredelennyye predely na yuge Zapadnoy Sibiri* [Climatic characteristics of the regimes of stable transition of air temperature through certain limits in the south of Western Siberia] // Izvestiya RAN. Seriya: Geograficheskaya. 2015. No. 1. pp. 87–97. In Russian.
- VMO-№ 1203. *Rukovodyashchiye ukazaniya VMO po raschetu klimaticheskikh norm* [WMO Guidelines for the calculation of climate standards]. 2017. 32 p. In Russian.
- Grigor'yeva Ye.A. *Dinamika vremennykh granits vegetatsionnogo perioda Yuzhnoy chasti Dal'nego Vostoka* [Dynamics of the temporal boundaries of the growing season in the southern part of the Far East] // Regional'nyye problemy. 2009. No. 12. pp. 29–34. In Russian.
- Gur'yanov D.A. *Statisticheskyy analiz prodolzhitel'nosti sezonov goda v Sankt-Peterburge* [Statistical analysis of the duration of the seasons of the year in St. Petersburg] // Izvestiya Rossiyskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta im. A.I. Gertsena. 2013. No. 163. pp. 107–113. In Russian.
- Trans-Baikal Territory // Bol'shaya rossiyskaya entsiklopediya. URL: <https://bigenc.ru/geography/text/5377661> (Date of accessed 15.04.2021). In Russian.
- Trans-Baikal Territory // Informatsionnyy portal o vozmozhnostyakh pereseleniya staroobryadtsev na Dal'niiy Vostok. URL: <http://navostok.info/reg10.php> (Date of accessed 17.04.2021). In Russian.
- Zvyagina Ye.A., Pereyaslovets T.S. *Dinamika meteorologicheskikh pokazateley i prodolzhitel'nosti vegetatsionnogo perioda v Yuganskom zapovednike 1961–2016 gg.* [Dynamics of meteorological indicators and the duration of the growing season in the Yugansk Reserve 1961–2016] // Dinamika okruzhayushchey sredy i global'nyye izmeneniya klimata. 2018. T. 9. No. 2. pp. 28–39. DOI: 10.17816/edgcc10367. In Russian.
- Korsakova S.P., Korsakov P.B. *Dinamika vremennykh granits klimaticheskikh sezonov na yuzhnom beregu Kryma v usloviyakh izmeneniya klimata* [Dynamics of the time boundaries of climatic seasons on the southern coast of Crimea under climate change] // Byulleten' Gosudarstvennogo Nikitskogo botanicheskogo sada. 2018. V. 127. pp. 107–115. DOI: 10.25684/NBG.boolt.127.2018.15. In Russian.
- Kulakov V.S. *Rel'yef* [Relief] // Entsiklopediya Zabaykal'ya. Chitinskaya oblast'. T. 1. Obshchiy ocherk. Novosibirsk: Nauka. 2000. pp. 37–40. In Russian.
- Kuznetsova V.P. *Fenologicheskiye protsessy v usloviyakh izmeneniya klimata severnykh regionov* [Thenological processes under the conditions of climate change in northern regions] // Geosfernyye issledovaniya-Geosfernyye research. 2017. No. 3. pp. 7–15. DOI: 10.17223/25421379/4/2. In Russian.
- Maksimova N.B., Arnaut D.V., Morkovkin G.G. *Otsenka izmeneniya prodolzhitel'nosti vegetatsionnogo perioda po agroklimatekim rayonam Altayskogo kraya* [Assessment of changes in the duration of the growing season in agroclimatic regions of the Altai Territory] // Vestnik Altayskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta. 2014. No. 10 (120). pp. 49–53. In Russian.
- Maksimova N.B., Arnaut D.V., Morkovkin G.G. *Otsenka prodolzhitel'nosti klimaticheskikh sezonov goda po agroklimatekim rayonam Altayskogo kraya v usloviyakh menyayushchegosya klimata* [Assessment of the duration of climatic seasons of the year in agroclimatic regions of the Altai Territory in a changing climate] // Vestnik Altayskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta. 2016. No. 11 (145). pp. 48–53. In Russian.
- Mirvis V. M., Guseva I.P. *Otsenki izmeneniya prodolzhitel'nosti bezmoroznogo perioda vegetatsii na territorii Rossii i sopredel'nykh gosudarstv v XX veke* [Estimates of changes in the duration of the frost-free growing season on the territory of Russia and neighboring countries in the XX century] // Russian Meteorology and Hydrology. 2006. No. 1. pp. 106–113. In Russian.
- Metodicheskiye ukazaniya po sostavleniyu «Nauchno-prikladnogo spravochnika po agroklimatekim resursam SSSR»* [Methodical instructions for the compilation of the "Scientific and applied reference book on the agroclimatic resources of the USSR"]. Leningrad : Gidrometeoizdat, 1986. 148 p. In Russian.
- Meshcherskaya A.V., Obyazov V.A., Bogdanova E.G., Mirvis V.M., Il'in B.M., Snitsarenko N.I., Golod M.P., Smirnova A.A., Obyazova A.I. *Izmeneniye klimata Zabaykal'ya vo vtoroy polovine XX veka po dannym nablyudeniy i ozhidayemye yego izmeneniya v pervoy chetverti XXI veka* [Climate change in Transbaikalia in the second half of the XX century according to observational data and its expected changes in the first quarter of the XXI century] // Trudy Glavnoy geofizicheskoy observatorii im. A.I. Voyeykova. 2009. No. 559. pp. 32–57. In Russian.

Noskova E.V., Vakhnina I.L., Kurganovich K.A. *Kharakteristika usloviy uvlazhnennosti territorii besstochnykh ozer Toreyskoy ravniny s ispol'zovaniyem meteorologicheskikh dannyykh* [Characteristics of the moisture conditions of the territory of the closed lakes of the Torey plain using meteorological data] // Transbaikal State University Journal. 2019. T. 25. No. 3. pp. 22–30. DOI: 10.21209/2227-9245-2019-25-3-22-30.

Noskova E.V., Vakhnina I.L., Rakhmanova N.V. *Summy aktivnykh temperatur vozdukha (vyshe 10 °S) na territorii Zabaykal'skogo kraya* [The sums of active air temperatures (above 10 ° C) on the territory of the Trans-Baikal Territory] // Uspekhi sovremennogo yestestvoznaniya. 2019. No. 11. pp. 148–153. DOI: 10.17513/use. In Russian.

Obyazov V.A. *Adaptatsiya k izmeneniyam klimata: regional'nyy podkhod* [Adaptation to climate change: a regional approach // Geography and natural resources] // Geografiya i prirodnyye resursy. 2010. No. 2. pp. 34–39. In Russian.

Obyazov V.A. *Regional'nyy otklik prizemnoy temperatury vozdukha na global'nyye izmeneniya (na primere Zabaykal'ya)* [Regional response of surface air temperature to global changes (on the example of Transbaikalia)] // Doklady Akademii nauk. 2015. T. 461. No. 4. pp. 459–462. In Russian.

Obyazov V.A., Noskova E.V. *Izmeneniya agroklimaticheskikh resursov Zabaykal'ya v usloviyakh global'nogo potepeniya* [Changes in the agroclimatic resources of Transbaikalia in the context of global warming] // Transbaikal State University Journal. 2015. No. 08 (123). pp. 20–29. In Russian.

Rasporyazheniye Pravitel'stva RF ot 25 dekabrya 2019 g. № 3183-r [Order of the Government of the Russian Federation of December 25, 2019 No. 3183-r "On approval of the national action plan for the first stage of adaptation to climate change for the period up to 2022"]. URL: <http://static.government.ru/media/files/OTrFMr1Z1sORh5Nlx4gLUsgdGHyWIAqy.pdf> (Date of accessed 26.02.2021). In Russian.

Rednikova T.V. *Mery adaptatsii k klimaticheskim izmeneniyam: sovershenstvovaniye ekologicheskogo zakonodatel'stva Rossiyskoy Federatsii v svete prisoyedineniya k Parizhskomu soglasheniyu po klimatu* [Measures of Adaptation to Climate Change: Improving the Environmental Legislation of the Russian Federation in the Light of Joining the Paris Agreement on Climate] // Soyuz kriminalistov i kriminologov. 2020. No. 4. pp. 122–127. DOI 10.31085/2310-8681-2020-4-208-122-127. In Russian.

Skrynik O.YA., Skrynik O.A. *Klimatologicheskii metod opredeleniya daty ustoychivogo perekhoda sredney sutochnoy temperatury vozdukha cherez zadannoye porogovoye znachenie* [Climatological method for determining the date of stable transition of the average daily air temperature through a given threshold value] // Russian Meteorology and Hydrology. 2009. No. 10. pp. 90–99. In Russian.

Spisok stantsiy po geoadministrativnomu raspolozheniyu [List of stations by geoadministrative location] // Official site of the Federal State Budgetary Institution "Transbaikal Directorate for Hydrometeorology and Environmental Monitoring". URL: <https://zabgidromet.ru/spisok-stancij-po-geoadministrativnomu-raspolozheniyu/> (Date of accessed 20.01.2021). In Russian.

Chugunkova A.V., Pyzhev A.I., Pyzheva YU.I. *Vliyaniye global'nogo izmeneniya klimata na ekonomiku lesnogo i sel'skogo khozyaystva: riski i vozmozhnosti* [The impact of global climate change on the economy of forestry and agriculture: risks and opportunities // Actual problems of economics and law] // Aktual'nyye problemy ekonomiki i prava. 2018. T. 12. No. 3. pp. 523–537. DOI: <http://dx.doi.org/10.21202/1993-047X.12.2018.3.523-537>. In Russian.

IPCC. Summary for Policymakers // O. Edenhofer, R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, E. Farahani, S. Kadner, K. Seyboth, A. Adler, I. Baum, S. Brunner, P. Eickemeier, J.S. Kriemann, S. Schlömer, C. von Stechow, T. Zwickel, J.C. Minx editors. Climate Change 2014, Mitigation of Climate Change Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom ; New York, NY, USA : Cambridge University Press, 2014.

Информация об авторах:

Носкова Е.В., кандидат географических наук, научный сотрудник, лаборатория географии и регионального природопользования, ИПРЭК СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: elena-noskova-2011@mail.ru

Вахнина И.Л., кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, лаборатория географии и регионального природопользования, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: vahnina_il@mail.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Noskova E.V., Cand. Sci. (Geography) Sciences, Researcher, Laboratory of Geography and Regional Environmental Management, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: elena-noskova-2011@mail.ru

Vakhnina I.L., Cand. Sci. (Biology), Senior Researcher, Laboratory of Geography and Regional Environmental Management, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 17.05.2021; одобрена после рецензирования 10.02.2022; принята к публикации 12.09.2022

The article was submitted 17.05.2021; approved after reviewing 10.02.2022; accepted for publication 12.09.2022

Научная статья
УДК 551.515.4: 528.85
doi: 10.17223/25421379/24/11

ВЫДЕЛЕНИЕ С ПОМОЩЬЮ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ ВЕРОЯТНОСТНЫХ ЗОН РАЗВИТИЯ ГРОЗЫ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ



Владислав Вячеславович Чурсин¹, Ирина Валерьевна Кужевская²

^{1,2} Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

¹ skriptym@mail.ru

² irina-kuz@vtomske.ru

Аннотация. Рассмотрена возможность детектирования зон грозы на основе данных микроволновых измерений приборов AMSU/MHS и ATMS, а именно вертикальных профилей метеопараметров (температуры и удельного влагосодержания), восстановленных в специализированном программном комплексе MIRS. Расчеты осуществляются с применением разработанной и обученной авторами нейронной сети прямого распространения. Для территории Сибири отмечаются значения общей оправдываемости детектирования гроз более 84 %.

Ключевые слова: опасные явления, реанализ ERA5, детектирование гроз, конвективная облачность

Источник финансирования: исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90059.

Для цитирования: Чурсин В.В., Кужевская И.В. Выделение с помощью нейронных сетей вероятностных зон развития грозы по данным спутникового зондирования // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 162–171. doi: 10.17223/25421379/24/11

Original article
doi: 10.17223/25421379/24/11

NEURAL NETWORK DETECTION OF POTENTIAL THUNDERSTORM ZONES FROM REMOTE SENSING DATA

Vladislav V. Chursin¹, Irina V. Kuzhevskaya²

^{1,2} National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

¹ skriptym@mail.ru

² irina-kuz@vtomske.ru

Abstract. Convection origination on the territory of Eurasia is noted up to 65–67° north latitudes, as noted in the annual reports on thunderstorm registration by Vaisala. Registration of thunderstorms by geostationary satellites in this territory is difficult. Therefore, the question of using satellite data from polar-orbiting spacecraft to monitor zones of convection development is relevant.

The objectives of this study were to develop an architecture of algorithms for detection of atmospheric phenomena based on machine learning and neural networks, creation and training of algorithms for thunderstorm detection using ERA5 reanalysis data and further verification of the obtained algorithms and models on satellite sensing data of the MIRS program complex.

The technology of selecting probable zones of thunderstorm development from satellite sensing data is a model of probabilistic detection of the presence or absence of atmospheric phenomena. With the help of calculations, the zones in which the atmospheric parameters more or less correspond to the conditions under which the hydrometeorological phenomena can form are highlighted. Calculations are carried out with the help of machine learning technology and neural networks.

The paper presents the architecture of an algorithm for thunderstorm detection based on machine learning and neural network technology. A fully connected neural network is used, where the output signal of each neuron is fed as an input signal to all subsequent neurons. The neural network includes forty input neurons, twenty neurons on the first hidden layer, fifteen neurons on the second hidden layer, and two neurons corresponding to the necessary classification – presence/absence of thunderstorm on the output layer. The activation function on the hidden layers is Rectified linear unit (ReLU), the activation function on the output layer is Softmax. The algorithm was trained on the data of reanalysis ERA5 and verified on the data of satellite sounding of program complex MIRS which uses microwave measurements of AMSU/MHS devices of NOAA series, MetOp and ATMS device of Suomi NPP. Based on the results of the analysis of a number of data that were not involved in the model development and training process for May–October 2019–2020, an accuracy of 84 % was obtained.

Additionally, tests were conducted on 109 meteorological stations located within the boundaries of 49.9°–60.35° N and 75.68°–88.67° E. For the periods: April–September 2021, the predictability value indicates that 96 % of the events are successfully classified (presence/absence of thunderstorms).

The presented algorithm is dynamic. The learning procedure can be reinitialized when enough data is accumulated. This will allow us to take into account the appearance of new extremes of atmospheric characteristics.

The use of the presented algorithm and the results of its calculations is promising as an additional tool for operational work.

Keywords: hazard phenomena, ERA5 reanalysis, thunderstorm detection, convective cloudiness

Source of financing: The reported study was funded by RFBR, project number 20-35-90059.

For citation: Chursin V.V., Kuzhevskaya I.V. (2022) Neural network detection of potential thunderstorm zones from remote sensing data. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 162–171. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/24/11

Введение

Важность оперативного определения зон грозы связана с комплексностью этого явления, причем представляют угрозу не только непосредственно молниевая опасность, но и сильный ветер и сильные осадки во время прохождения грозовой облачности.

Корректное воспроизведение профилей температуры и влагосодержания алгоритмами обработки спутниковых спектральных данных определяет качество детектирования зон грозовой деятельности.

Непосредственно краткосрочные прогнозы гроз основаны, как правило, на оценке возможности развития запасов энергии конвективной неустойчивости атмосферы. Подобная оценка стратификации и влагосодержания проводится на основе данных моделей численных прогнозов погоды (ЧПП) различного масштаба. На настоящем этапе для прогноза ЧПП остается нерешенной проблема внутримассовых гроз [Иванова, 2019], относящаяся к вопросам подсчетного масштаба и краткосрочности самого явления. Особенно серьезную проблему представляют мультячейковые или суперячейковые конвективные штормы с размером ячеек от 10 до 100–150 км, быстро развивающиеся по высоте, наблюдения за которыми с помощью радиолокатора описаны в работе [Абдулаев, Ленская, Желнин, 2012]. Подобные явления не прогнозируются и относятся к ряду опасных явлений.

Как отражено в работах [Иванова, 2019; Meng, Yao, Xu, 2019; Lee et al., 2020], именно с задачей быстрого распознавания зон грозы и произошло зарождения понятия «наукастинг». По мере развития спутниковой метеорологии появилась возможность выпускать предупреждения о грозовой облачности, в первую очередь, на основе информации с геостационарных спутников GOES и Meteosat. Достаточно много опубликовано работ, посвященных трекингу Cb облачности, например [Galanaki et al., 2018], по данным геостационарных спутников.

Известно, что на спутниковых данных видимого и ИК-диапазонов *Cu cong* и *Cb* в районах с грозами имеют ряд тональных особенностей и количествен-

ных значений параметров, характерных для этого атмосферного явления. Авторы [Алексеева и др., 2006] развивали подход к распознаванию осадков любого типа, гроз и оценке их интенсивности по снимкам ИК-диапазона, получаемым с геостационарных искусственных спутников Земли. В работе [Алексеева, Бухаров, 2005] представлена методика автоматизированного распознавания гроз по информации с космического аппарата (КА) серии NOAA, которая показывала хорошую согласованность с данными наземной сети. Оценка вероятности возникновения гроз по данным спутниковых измерений в ИК-диапазоне и синхронной прогностической метеорологической информации приведена в работе [Бухаров, 2013], в которой приводится анализ соответствия между результатами пеленгации гроз разными сетями.

В случае спутниковых и радиолокационных данных, соединение скоплений молний в трек может быть сложной задачей, поскольку в одном районе может быть несколько грозовых ячеек или несколько гроз (которые также могут разделяться и сливаться) [del Moral, Rigo, Llasat, 2018]. Непрерывный мониторинг молний над Северной и Южной Америкой, Тихим и Атлантическим океанами обеспечивается данными с геостационарных спутников программы GOES, которые были запущены в 2016 и 2017 гг. [Goodman et al., 2012]. Himawari-8 расширяет зону мониторинга Тихого и добавляет зону Индийского океана. В целом, все геостационарные метеорологические спутники обладают уникальными преимуществами в мониторинге характеристик начальных стадий конвективных облаков, таких как быстрое увеличение мощности облака, резкое снижение температуры и фазовая трансформация в вершине облака [Mecikalski et al., 2010]. Поэтому спутниковые данные могут быть использованы для мониторинга зарождения конвекции и ее раннего предупреждения для территорий до 40–45° широты.

Зарождение конвекции на территории Евразии отмечается и в более северных широтах до 65–67° [Network V.L.D., 2021], более того, в последние десятилетия отмечается смещение границ активной

конвекции на север [Горбатенко и др., 2020], а по данным [Чернокульский и др., 2018], на территории исследования в целом доминируют осадки ливневого и смешанного характера. В связи с чем актуален вопрос использования спутниковых данных с полярно-орбитальных космических аппаратов для мониторинга зон развития конвекции севернее 45° широты.

В задачу настоящего исследования входила разработка архитектуры алгоритма детектирования атмосферных явлений. Алгоритм основан на технологиях машинного обучения и нейронных сетях, его создание и обучение проходили на данных реанализа ERA5, верификация полученных алгоритмов и моделей – на данных спутникового зондирования программного комплекса (ПК) MIRS.

Материалы и методы исследования

Технология выделения вероятных зон развития гроз по данным спутникового зондирования представляет собой модель вероятностного детектирования наличия или отсутствия атмосферного явления. С помощью расчетов выделяются зоны, в которых параметры атмосферы в большей или меньшей степени соответствуют условиям, при которых может сформироваться атмосферное явление. Расчеты осуществляются с помощью технологии машинного обучения и нейронных сетей.

Наземные данные. За эталонные данные о фактическом наблюдении грозы на станции, на этапе валидации нейронной сети, была принята информация из штормовых телеграмм в коде WAREP, предоставленная ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС», за период май–октябрь 2021 г. Обучение нейронной сети и тестирование проводились на основе информации из открытой базы данных ВНИИГМИ МЦД [Булыгина и др.], содержащей данные о типах атмосферных явлений, их интенсивности и времени начала/окончания, за май – октябрь 1990–2020 гг. по 135 метеорологическим станциям, расположенным в границах 50° – 70° с.ш. и 50° – 100° в.д. Исследование выполнено на оборудовании Уникальной научной установки «Система экспериментальных баз, расположенных вдоль широтного градиента» ТГУ при финансовой поддержке Минобрнауки России (RF-2296.61321X0043, 13.УНУ.21.0005, договор № 075-15-2021-672).

Данные реанализа ERA5. Реанализ ERA5 является продуктом ECMWF и содержит почасовые данные о параметрах поверхности суши, моря и атмосферы (для 37 уровней давления, от подстилающей поверхности до 80 км) с 1979 года по настоящее время. Пространственное разрешение – $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. ERA5 является результатом ассимиляции данных 4D-Var в

CY41R2 интегрированной прогнозной системе ECMWF (IFS), которая усваивает данные наземной наблюдательной сети и данные аэрологического зондирования [Hersbach et al., 2020]. Из всех данных реанализа использовались данные о вертикальном распределении температуры и влажности. На их основе рассчитывались вертикальные профили температуры точки росы, относительной влажности, дефицита точки росы и значения индексов неустойчивости (Vertical Totals, Cross Totals, Total Totals, K-индекс и высоты нижней границы конвективной облачности).

Данные наземных наблюдений (135 метеорологических станций) и реанализа были совмещены в пространстве и времени. Для этого использовалась разность во времени наблюдений не более 5 мин, профили метеопараметров строились по ближайшему к метеорологической станции узлу сетки. Использовались данные за май–октябрь 1990–2018 гг. Полная выборка данных включала в себя 325 245 случаев.

Данные ПК MIRS. ПК MIRS разработан Центром спутниковых приложений и исследований NOAA/NESDIS (STAR) [User Manual, 2016]. Входными данными, используемыми для обработки в ПК MIRS, являются микроволновые измерения приборов AMSU/MHS KA серии NOAA, MetOp и прибора ATMS KA Suomi NPP. Для расчета параметров атмосферы и подстилающей поверхности ПК MIRS использует физически обоснованную модель восстановления метеорологических характеристик 1DVAR [Algorithm..., 2006]. Продукты программного комплекса зарекомендовали себя в мировой практике в качестве достоверного источника данных о распределении метеопараметров по высотам [Grassotti et al., 2020]. Точности восстановления метеопараметров соответствуют рекомендованным Всемирной метеорологической организацией, разработчиками проводится ежедневная оценка качества данных.

Данные наземных наблюдений (135 метеорологических станций) и спутникового зондирования были совмещены в пространстве и времени. Для этого использовалась разность во времени наблюдений не более 15 мин, профили метеопараметров строились по ближайшей к метеорологической станции точке зондирования. Использовались данные за май–октябрь 2019–2020 гг. Полная выборка данных включала в себя 1 933 случая.

Нейронная сеть. По структуре связей нейронных сетей в работе использована полносвязная нейронная сеть, где выходной сигнал каждого нейрона подается в качестве входного сигнала всем последующим нейронам. Выходными сигналами сети могут быть все или некоторые выходные сигналы нейронов. В исследовании использовалась открытая про-

граммная библиотека для машинного обучения, разработанная компанией Google-TensorFlow [Орельен, 2018], дополненная нейросетевой библиотекой KERAS [Джулли, Пал, 2017].

Модель нейронной сети принимает на вход значения параметров атмосферы и рассчитанных индексов неустойчивости. Архитектура разработанной авторами нейронной сети выглядит следующим образом: 40 входных нейронов, функция активации на скрытых слоях – Rectified linear unit (ReLU), функция активации на выходном слое – Softmax.

После попадания параметров на слой входных нейронов случайным образом отключаются 20 % нейронов для того, чтобы избежать переобучение модели. Далее данные поступают на еще один слой с функции активации ReLU, но с меньшим количеством нейронов – 20. После этого происходит нормализация выхода предыдущих слоев, после чего также отключаются 20 % случайных нейронов в слое. Затем данные поступают на еще один скрытый слой, содержащий 15 нейронов, после чего происходит передача уже модифицированных данных на

выходной слой, содержащий два нейрона, соответствующих необходимой классификации – наличие/отсутствие грозы. На выходном слое функцией активации является Softmax. Это позволяет на выходе получить процент вероятности соответствия метеорологических параметров тем, при которых наблюдаются грозовые явления. Функцией оптимизации для нейронной сети выступает NAdam, так как при применении функции Adam результаты были несколько хуже. Коэффициент скорости обучения (learning rate) нейронной сети составил 0,003 на обучении.

Метрики точности. В соответствии с Методическими указаниями по проведению производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов [РД 52.27.284-91, 1991], для установления надежности расчетных методов прогноза такого метеорологического явления, как гроза, первоначально составляется таблица сопряженности прогноза с фактическими данными о явлениях по форме 9, пример которой представлен в табл. 1.

Таблица 1

Таблица сопряженности прогноза с фактическими данными о явлениях (Форма 9)

Table 1

Table of contingency forecast with actual data on phenomena (Form 9)

Прогноз	Наблюдалось		Сумма	U	U + П
	Явление	Без явления			
Явление	n11	n12	n10	Uя	Uя + Пя
Без явления	n21	n22	n20	Uб.я	Uб.я + Пб.я
Сумма	n01	n02	n00	–	–
П	Пя	Пб.я	–	U	–
			T	H	

На основании этих данных рассчитываются оправдываемости в процентах прогнозов наличия (Uя) и отсутствия (Uб.я) явления. Для характеристики успешности метода прогнозов с учетом случайных прогнозов рассчитывается критерий надежности Н.А. Багрова (Н). Установлено, что прогнозы с $H < 0,33$ являются ненадежными. Для оценки качества альтернативных прогнозов также применен критерий качества прогнозов Пирси–Обухова (Т). Положительные значения Т свидетельствуют о том, что предупрежденность явления (Пя) превышает отношение ошибочных прогнозов явления к фактическому числу дней без явления. При идеальном прогнозе $T = 1$.

Дополнительные оценки качества:

– U общая оправдываемость, %;

– (Uя + Пя) суммарный показатель, характеризующий удовлетворительное качество прогнозов при условии $(Uя + Пя) > 130 \%$.

Обучение нейронной сети

Обучение нейронной сети – это процесс, при котором происходит настройка параметров нейронной сети посредством моделирования среды, в которую эта сеть встроена. В процессе обучения нейронная сеть выявляет сложные зависимости между входными и выходными данными и выполняет обобщение.

Для обучения нейронной сети применялся метод обучения с учителем. Процесс обучения с учителем представляет собой предъявление нейронной сети

выборки эталонных обучающих примеров. За эталонные данные были приняты данные наземной наблюдательной сети и данные реанализа ERA5. Полная выборка включала в себя 1 325 245 случаев за май – октябрь 1990–2018 гг. и содержала данные о метеорологических явлениях и сопутствующих им значениях характеристик атмосферы.

Весь массив данных был случайным образом разделен на обучающую и тестовую выборки в соотношении 70 % (927 672 случая) на 30 % (397 573 слу-

чая) с сохранением количественного распределения явлений. На выборке, состоящей из 927 672 случаев, проводилось обучение, а на выборке, состоящей из 397 573 случаев, – проверка. Схематично процедура обучения представлена на рис. 1.

Обучение модели производилось путем циклического подбора весовых коэффициентов до момента, пока значения точности (общей оправдываемости) на тестовой выборке не перестают увеличиваться на протяжении 10 последовательных эпох.



Рис. 1. Схема процедуры обучения

Fig. 1. Scheme of the training procedure

Согласно рис. 2, на первых эпохах точность нейронной сети быстро возрастает, но затем выходит на плато. Благодаря низкому значению коэффициента скорости обучения получается определить, что плато является ложным и точность на нем не максимальная. Наилучшей точности на тестовой выборке, при описанной архитектуре, удалось достигнуть к 174-й эпохе обучения со значением 0,76 или 76 %.

После обучения на данных реанализа ERA5, достоверность модели оценивалась на спутниковых данных ПК MIRS за период, не участвовавший в обучении (май–октябрь 2019–2020 гг.). При оценке достоверности выделения гроз принимался порог в

50 % – при достижении этого значения вероятности считается, что гроза фиксируется. Оценка производилась в строгом соответствии с наблюдениями на станции. В табл. 2 представлены результаты выделения зон гроз в соответствии с РД 52.27.284-91.

Как видно из табл. 2, общая оправдываемость составляет 84,3 %. Оправдываемость наличия грозы составляет 84,0 %, отсутствия – 84,7 %. Критерий надежности Н.А. Багрова составляет 0,68, что больше порогового значения 0,33 и говорит о надежности прогноза. Критерий качества прогнозов Пирси-Обухова составляет 0,69, т.е. предупрежденность явления превышает отношение ошибочных прогнозов явления к фактическому числу дней без явления. Суммарный показатель

(Уя + Пя) составляет 168,9 % и характеризует качество прогноза как удовлетворительное.

Таким образом, результаты оценки обучения нейронной сети для детектирования вероятных зон развития гроз над территорией Сибири с использованием открытой базы данных ВНИИГМИ МЦД

показали, что разработанная архитектура нейронной сети и описанный выше процесс обучения способствуют успешному детектированию гроз как на данных реанализа ERA5 (общая оправдываемость 76 %), так и на данных спутникового зондирования ПК MIRS (общая оправдываемость 84 %).

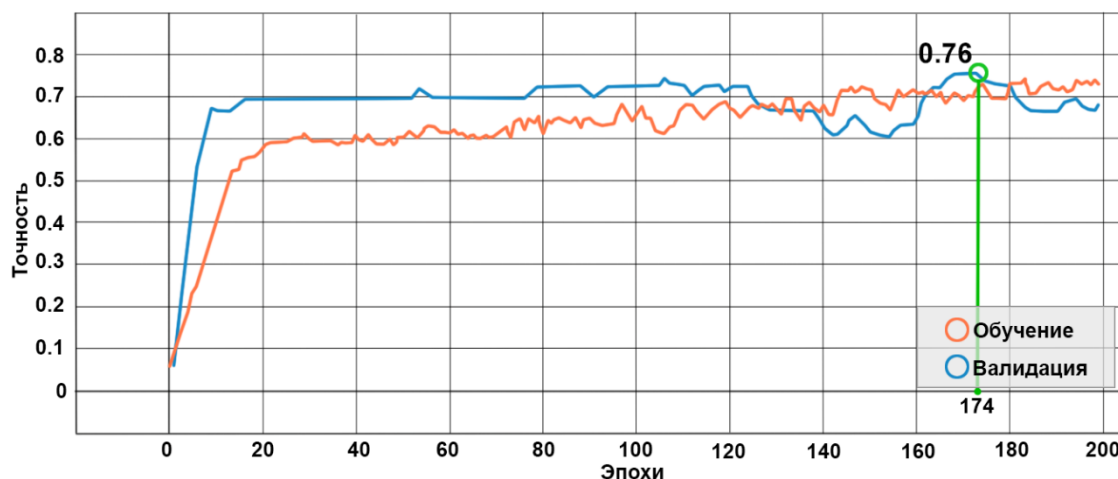


Рис. 2. Точность нейронной сети в зависимости от количества пройденных эпох

Fig. 2. Neural network accuracy as a function of the number of epochs traversed

Таблица 2

Таблица сопряженности выделения гроз методикой с фактическими данными о грозах на станциях

Table 2

Contingency table of detection of thunderstorms by a neural network with actual data on thunderstorms at stations

Прогноз	Наблюдалось		Сумма	U	U + П
	Явление	Без явления			
Явление	821	156	977	84,03	168,93
Без явления	146	810	956	84,72	168,49
Сумма	967	966	1933	84,30	
П	84,90	83,76	0,69	0,68	

Результаты испытания в оперативном режиме

С целью оценки достоверности детектирования гроз и определения возможности использования данной технологии в подразделениях Росгидромета проведены дополнительные испытания в период с 1 апреля по 30 сентября 2021 г.

Эталонными данными для сравнения являлись данные фактических наблюдений по станциям региона в коде КН-01 SYNOP и штормовых телеграмм кода WAREP. Оценке качества подлежал факт нали-

чия грозы в районе метеостанции с вероятностью более 80 %.

Технология испытывалась для территорий Новосибирской, Кемеровской, Томской областей, Алтайского края и Республики Алтай. Оценке подвергались результаты расчетов технологии выделения вероятных зон гроз. Оценка достоверности расчетов методики проводилась в соответствии с руководящим документом РД 52.27.284-91.

Для проведения испытаний данные наземных наблюдений проходили процедуру пространственного

и временного совмещения с данными дистанционного зондирования. Для временного совмещения задавалась минимально возможная разница (не более 10 мин) во времени между пролетом космического аппарата и наблюдениями на станции. Пространственное совмещение заключалось в восстановлении вертикальных профилей по спутниковым измерениям непосредственно над метеорологической станцией.

При испытаниях привлекались данные наблюдений на 109 метеорологических станциях ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС», расположенных в границах 49,9–60,35° с.ш. и 75,68–88,67° в.д. За периоды испытаний (апрель–сентябрь 2021 г.) грозовые явления отмечались на всех 109 станциях.

Для оценки достоверности детектирования вероятных зон гроз использовалась выборка данных метеостанций, содержащая в себе:

- индекс станции;
- дату;
- данные раздела 1 группы 7 кода КН-01 об погоде в срок наблюдения и прошедшей погоде.

Итоговый массив содержал 1 088 случаев, из которых 76 случаев наличия грозового явления на станции в момент пролета КА и 1 012 с отсутствием грозового явления. В процентном соотношении число случаев с грозами и без гроз составляло 7 и 93 % соответственно.

Оценка достоверности производилась для всей территории за каждый месяц и за весь период испытаний для субъектов Российской Федерации, нахо-

дящихся в зоне ответственности ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС». В табл. 3 представлены матрицы сопряженности и статистические характеристики оправдываемости детектирования гроз с вероятностью >80 % над станцией для всей территории по месяцам, а также обобщены результаты за период испытаний с разделением по субъектам.

При детектировании гроз над станцией в ежемесячной оценке максимальное значение общей оправдываемости (99,4 %) и максимальное значение Критерия Пирси–Обухова (0,99) отмечаются в сентябре, однако стоит учесть, что в этот месяц, в синхронные с пролетом космического аппарата сроки, была отмечена всего одна гроза. Наибольшее количество гроз, попавших в синхронные сроки, приходится на июль. Значение общей оправдываемости составляет 92,8 %. При этом значение критерия Пирси–Обухова равен 0,6, а критерий надежности по Н.А. Багрову – 0,62, что превышает пороговое значение 0,33 и говорит о надежности детектирования.

В целом замечено, что вне зависимости от месяца технологией успешно детектируется большая часть случаев с грозовыми явлениями. Среднее значение предупрежденности за весь период испытаний составляет 72,6 %, оправдываемость наличия явления 77,6 %. Значения критериев Пирси–Обухова, Н.А. Багрова и суммарный показатель ($U_{\text{я}} + P_{\text{я}}$) говорят о надежности детектирования. Значение общей оправдываемости свидетельствует о том, что успешно классифицируется в среднем 95,9 % событий.

Таблица 3

Матрицы сопряженности и статистические характеристики оправдываемости детектирования гроз с вероятностью >80 % над станцией для всей территории и по субъектам

Table 3

Contingency matrices and statistical performance characteristics of detection of thunderstorms with a probability of >80 % over the station for the entire territory and by subjects

Параметр	n11	n12	n21	n22	nn	$U_{\text{я}}$	$P_{\text{я}}$	U	T	H	$U_{\text{я}} + P_{\text{я}}$
Апрель	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Май	12	0	3	214	229	100	80	98,7	0,8	0,9	180
Июнь	6	1	3	53	63	85,7	66,6	93,7	0,6	0,7	152,3
Июль	18	8	10	215	251	69,2	64,28	92,8	0,6	0,6	133,5
Август	12	0	11	197	220	100	52,2	95	0,5	0,7	152,1
Сентябрь	1	2	0	322	325	33,3	100	99,4	0,9	0,5	133,3
За период испытаний	49	11	27	1 001	1 088	77,6	72,6	95,9	0,7	0,7	150,2
Томская область	19	0	5	355	359	100	79,2	98,6	0,5	0,6	179,1
Новосибирская область	8	2	8	310	328	80	50	96,9	0,5	0,6	130
Кемеровская область	6	2	5	225	238	75	54,5	97	0,5	0,6	129,5
Алтайский край	11	6	8	155	180	64,7	57,9	92,2	0,5	0,6	122,6
Республика Алтай	5	2	2	82	91	71,42	71,4	95,6	0,7	0,7	142,8

При детектировании гроз над станцией в зависимости от субъекта замечено, что наибольшее значение общей оправдываемости (98,6 %) имеют станции, расположенные на территории Томской области. Немного хуже грозы детектируются над станциями Алтайского края и Республики Алтай, но при этом значение общей оправдываемости не опускается ниже 92 %. Наибольшую оправдываемость наличия явления также имеет Томская область (100 % гроз успешно детектированы). Значения критериев Пирси–Обухова и Н.А. Багрова говорят об удовлетворительном качестве детектирования на территории верификации.

Дополнительно были проанализированы случаи ложного детектирования гроз над станцией с целью

выявления атмосферных явлений, при которых они происходили. Распределение атмосферных явлений при случаях ложного детектирования гроз над станцией представлено на рис. 3.

Как можно заметить, ложное детектирование гроз происходило преимущественно при наблюдении на станции явлений, связанных с развитием конвекции в атмосфере, например ливневых осадков слабой интенсивности. Ложного детектирования при полном отсутствии атмосферных явлений, связанных с конвекцией, на станции не наблюдалось. Также стоит отметить, что при грозах между сроками наблюдений в 18 % случаев технология детектировала грозы.

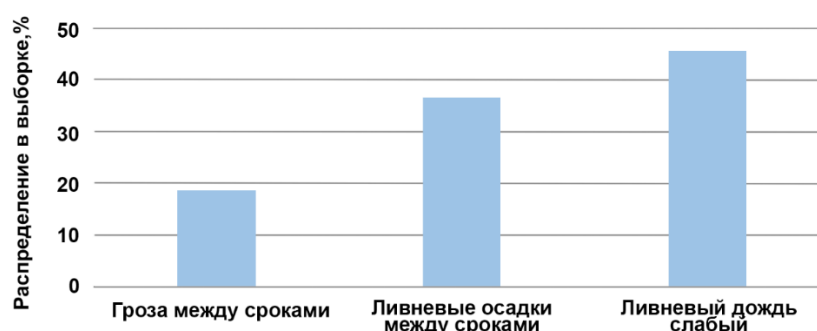


Рис. 3. Распределение атмосферных явлений при случаях ложного детектирования гроз над станцией

Fig. 3. Distribution of atmospheric phenomena in cases of false detection of thunderstorms over the station

Заключение

В работе приводится разработанная архитектура алгоритма детектирования гроз, основанного на технологиях машинного обучения и нейронных сетях. Использована полносвязная нейронная сеть, где выходной сигнал каждого нейрона подается в качестве входного сигнала всем последующим нейронам.

Нейронная сеть включает в себя 40 входных нейронов, 20 нейронов на первом скрытом слое, 15 нейронов на втором скрытом слое и 2 нейрона, соответствующих необходимой классификации, – наличие/отсутствие грозы на выходном слое. Функция активации на скрытых слоях – Rectified linear unit (ReLU), функция активации на выходном слое – Softmax. Алгоритм обучен на данных реанализа ERA5 и верифицирован на данных спутникового зондирования программного комплекса MIRS, который использует микроволновые измерения приборов AMSU/MHS КА серии NOAA, MetOp и прибора ATMS КА Suomi NPP. По результатам анализа ряда данных, не участвовавших в процессе разработки и обучения моде-

лей, за май–октябрь 2019–2020 г. получена точность 84 %.

Дополнительно проведены испытания по 109 метеорологическим станциям зоны ответственности ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС», расположенных в границах 49,9–60,35° с.ш. и 75,68–88,67° в.д. За период апрель–сентябрь 2021 г. значение общей оправдываемости свидетельствует о том, что успешно классифицируются 96 % событий (наличие/отсутствие грозы). Нужно отметить, что ложное детектирование гроз происходит при присутствии атмосферных явлениях конвективного характера, например ливневых осадков слабой интенсивности.

Представленный алгоритм динамичен. Процедуру обучения можно инициализировать повторно при накоплении достаточного количества данных. Это позволит учитывать появление новых экстремумов атмосферных характеристик.

Использование представленного алгоритма и результатов его расчетов перспективно в качестве консультативного материала при составлении краткосрочного прогноза погоды в оперативной работе синоптических групп.

Список источников

- Абдуллаев С.М., Ленская О.Ю., Желнин А.А. Структура мезомасштабных конвективных систем в Центральной России // Метеорология и гидрология. 2012. № 1. С. 20–32.
- Алексеева А.А., Бухаров М.В. Диагноз гроз по синхронной информации спутниковых радиометров микроволнового и инфракрасного диапазонов // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 29–37.
- Алексеева А.А., Бухаров М.В., Лосев В.М., Соловьев В.И. Диагноз осадков и гроз по измерениям уходящего теплового излучения облачности с геостационарных спутников // Метеорология и гидрология. 2006. № 8. С. 33–42.
- Булыгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620549. URL: <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных>
- Бухаров М.В. Диагноз вероятности гроз по спутниковой информации // Метеорология и гидрология. 2013. № 8. С. 5–16.
- Горбатенко В.П., Кузевская И.В., Пустовалов К.Н., Чурсин В.В., Константинова Д.А. Оценка изменчивости конвективного потенциала атмосферы в условиях изменяющегося климата Западной Сибири // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 108–117.
- Джулли А., Пал С. Библиотека Keras – инструмент глубокого обучения. Реализация нейронных сетей с помощью библиотек Theano и TensorFlow. М.: ДМК-Пресс, 2017. 294 с.
- Иванова А.Р. Мировой опыт наукастинга грозовой деятельности // Метеорология и гидрология. 2019. № 11. С. 71–83.
- Орельен Ж. Прикладное машинное обучение с помощью Scikit-Learn и TensorFlow. Концепции, инструменты и техники для создания интеллектуальных систем. М.: Вильямс, 2018. 688 с.
- РД 52.27.284-91. Методические указания. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и географических прогнозов. Л.: Гидрометеоиздат, 1991.
- Чернукульский А.В., Козлов Ф.А., Золина О.Г., Булыгина О.Н., Семенов В.А. Климатология осадков разного генезиса в Северной Евразии // Метеорология и гидрология. 2018. № 7. С. 5–18.
- Algorithm Theoretical Basis Document. Microwave Integrated Retrieval System (MIRS) // NOAA. NESDIS (STAR). 2006. 39 p.
- del Moral A., Rigo T., Llasat M.C. A radar-based centroid tracking algorithm for severe weather surveillance: Identifying split/merge processes in convective systems // Atmospheric Research. 2018. V. 213. P. 110–120.
- Galanaki E. et al. Thunderstorm climatology in the Mediterranean using cloud-to-ground lightning observations // Atmospheric Research. 2018. V. 207. P. 136–144.
- Goodman S.J. et al. GLM lightning cluster-filter algorithm, Algorithm Theoretical Basis Document // NOAA NESDIS Center for Satellite Applications and Research. Washington, DC, Ver. 2012. V. 3. P. 73.
- Grassotti C., Liu S., Liu Q., Boukabara S.-A., Garrett K., Iturbide-Sanchez F., Honeyage R. Precipitation Estimation from the Microwave Integrated Retrieval System (MiRS) // Satellite Precipitation Measurement. 2020. V. 1. P. 153–168.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Thépaut J.N. The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146, No. 730. P. 1999–2049.
- Lee J. G. et al. Improvement of the rapid-development thunderstorm (RDT) algorithm for use with the GK2A satellite // Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences. 2020. V. 56, No. 2. P. 307–319.
- Mecikalski J. R. et al. Cloud-top properties of growing cumulus prior to convective initiation as measured by Meteosat Second Generation. Part I: Infrared fields // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 2010. V. 49, No. 3. P. 521–534.
- Meng Q., Yao W., Xu L. Development of lightning nowcasting and warning technique and its application // Advances in meteorology. 2019. V. 2019.
- Network V.L.D. Total Lightning Statistics 2021: Vaisala Annual Lightning Report.
- User Manual. Microwave Integrated Retrieval System (MIRS) // NOAA. NESDIS (STAR). 2016. V. 1.13. 87 p.

References

- Abdullaev S.M., Lenskaya O.Y., Zhelnin A.A. The structure of mesoscale convective systems in Central Russia // Russian Meteorology and Hydrology. 2012. V. 37 (1). P. 12–20.
- Alekseeva A.A., Bukharov M.V. *Diagnoz groz po sinkhronnoy informatsii sputnikovyx radiometrov mikrovolnovogo i infrakrasnogo diapazonov* [Diagnosis of thunderstorms from synchronous information of microwave and infrared satellite radiometers] // Meteorology and Hydrology. 2005. № 6. pp. 29–37. In Russian
- Alekseeva A.A., Bukharov M.V., Losev V.M., Solov'ev V.I. *Diagnoz osadkov i groz po izmereniyam ukhodyashchego teplovogo izlucheniya oblachnosti s geostatsionarnykh sputnikov* [Forecasting precipitation and thunderstorms from geostationary satellite measurements of outgoing thermal radiation from clouds] // Meteorology and Hydrology. 2006. № 8. pp. 33–42. In Russian
- Bulygina O.N., Veselov V.M., Razuvaev V.N., Aleksandrova T.M. *Opisanie massiva srochnykh dannykh ob osnovnykh meteorologicheskikh parametrah na stantsiyakh Rossii. Svidetel'stvo o gosudarstvennoy registratsii bazy dannykh № 2014620549* [Description of the array of urgent data on the main meteorological parameters at the stations of Russia. Certificate of state registration of the database № 2014620549] // <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных>. In Russian
- Bukharov M.V. Satellite diagnosis of thunderstorm probability // Russian Meteorology and Hydrology. 2013. V. 38 (8). pp. 515–521.
- Gorbatenko V.P., Kuzhevskaya I.V., Pustovalov K.N., Chursin V.V., Konstantinova D.A. Assessment of Atmospheric Convective Potential Variability in Western Siberia in Changing Climate // Russian Meteorology and Hydrology. 2020. V. 45 (5). pp. 360–367.
- Gulli A., Pal S. Deep learning with Keras // Packt Publishing Ltd. 2017. 286 p.
- Ivanova A.R. International Practices of Thunderstorm Nowcasting // Russian Meteorology and Hydrology. 2019. V. 44 (11). pp. 756–763.
- Aurelien G. Hands-On Machine Learning with Scikit-Learn, Keras, and TensorFlow: Concepts, Tools, and Techniques to Build Intelligent Systems // O'Reilly Media. 2017. 856 p.
- RD 52.27.284-91. *Metodicheskie ukazaniya. Provedenie proizvodstvennykh (operativnykh) ispytaniy novykh i usovershenstvovannykh metodov gidrometeorologicheskikh i geliograficheskikh prognozov.* [Methodological guidelines. Conducting production (opera-

tional) tests of new and improved methods of hydrometeorological and heliographic forecasts.] // Leningrad: Gidrometeoizd. 1991. In Russian

Chernokulsky A.V., Kozlov F.A., Semenov V.A., Zolina O.G., Bulygina O.N. Climatology of precipitation of different genesis in Northern Eurasia // Russian Meteorology and Hydrology. 2018. V. 43 (7). pp. 425–435.

Algorithm Theoretical Basis Document. Microwave Integrated Retrieval System (MIRS) // NOAA. NESDIS (STAR). 2006. 39 p.

del Moral A., Rigo T., Llasat M.C. A radar-based centroid tracking algorithm for severe weather surveillance: Identifying split/merge processes in convective systems // Atmospheric Research. 2018. V. 213. pp. 110–120.

Galanaki E. et al. Thunderstorm climatology in the Mediterranean using cloud-to-ground lightning observations // Atmospheric Research. 2018. V. 207. pp. 136–144.

Goodman S. J. et al. GLM lightning cluster-filter algorithm, Algorithm Theoretical Basis Document // NOAA NESDIS Center for Satellite Applications and Research, Washington, DC, Ver. 2012. V. 3. 73 p.

Grassotti C., Liu S., Liu Q., Boukabara S.-A., Garrett K., Iturbide-Sanchez F., Honeyage R. Precipitation Estimation from the Microwave Integrated Retrieval System (MiRS) // Satellite Precipitation Measurement. 2020. V. 1. pp. 153–168.

Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Thépaut J. N. The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146 (730). pp. 1999–2049.

Lee J. G. et al. Improvement of the rapid-development thunderstorm (RDT) algorithm for use with the GK2A satellite // Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences. 2020. V. 56 (2). pp. 307–319.

Mecikalski J. R. et al. Cloud-top properties of growing cumulus prior to convective initiation as measured by Meteosat Second Generation. Part I: Infrared fields // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 2010. V. 49 (3). pp. 521–534.

Meng Q., Yao W., Xu L. Development of lightning nowcasting and warning technique and its application // Advances in meteorology. 2019. V. 2019.

Network V. L. D. Total Lightning Statistics 2021: Vaisala Annual Lightning Report. 2021.

User Manual. Microwave Integrated Retrieval System (MIRS) // NOAA. NESDIS (STAR). 2016. V. 1.13. 87 p.

Информация об авторах:

Чурсин В.В., аспирант, младший научный сотрудник, кафедра метеорологии и климатологии, ПНИЛГК, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: skriptym@mail.ru

Кужевская И.В., кандидат географических наук, доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: irina-kuz@vtomske.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Chursin V.V., Postgraduate Student, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: skriptym@mail.ru

Kuzhevskaya I.V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: irina-kuz@vtomske.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 03.05.2022; одобрена после рецензирования 08.08.2022; принята к публикации 12.09.2022

The article was submitted 03.05.2022; approved after reviewing 08.08.2022; accepted for publication 12.09.2022

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2022. № 3

Редактор Ю.П. Готфрид
Оригинал-макет А.И. Лелоюр
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

*Для оформления обложки использована проекция Земного шара
из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)*

Подписано к печати 30.09.2022 г. Формат 60x84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 21,5; усл. печ. л. 19,9.
Тираж 50 экз. Заказ № 5153. Цена свободная.

Дата выхода в свет 07.10.2022 г.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании
Издательства Томского государственного университета
634050, г. Томск, Ленина, 36
Тел. 8(382-2)–52-98-49; 8(382-2)–52-96-75
Сайт: <http://publish.tsu.ru>; E-mail: rio.tsu@mail.ru