

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2022

№ 4

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, заведующая 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

Корогеев 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 Дэвид, CGeol, компания Holymoore Consultansy, 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, Ларами, 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; **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, Holymoor 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; **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

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Сухоруков В.П.** Особенности петрогенезиса, георесурсы и перспективы практического использования высокоглиноземистых пород Северо-Енисейского Кряжа (Восточная Сибирь) 6

ПЕТРОЛОГИЯ

- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Казенова Ф., Кремер И.О., Тишин П.А.** Природа изотопно-кислородной неоднородности в щелочных и субщелочных базальтах Северо-Минусинской впадины, Южная Сибирь 36
- Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Пономарчук А.В., Крук М.Н., Избродин И.А., Владыкин Н.В.** Геохронология щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах (Алданский Щит, Якутия): новые Ag-Ag и U-Pb данные 48

ГЕОЭКОЛОГИЯ

- Давыдов Д.К., Краснов О.А., Симоненков Д.В., Фофонов А.В., Головацкая Е.А., Максютков Ш.Ш.** Исследования потоков парниковых газов в болотных экосистемах (участок Плотниково Бакчарского болота) 67
- Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Прейс Ю.И., Бобров В.А.** Геоэкологическая оценка современного состояния верховых болот (рямов) Барабинской лесостепи в условиях антропогенного воздействия 76

ГИДРОЛОГИЯ, ГЛЯЦИОЛОГИЯ

- Ерофеев А.А., Копысов С.Г., Гармаева Т.Б.** Оценка испаряемости в горно-ледниковом бассейне Актру на основе фактических данных и геоинформационного моделирования 96
- Лубенец Л.Ф., Коломейцев А.А., Черных Д.В., Самойлова С.Ю., Першин Д.К.** Снеговое половодье в низкогорьях бассейна Верхней Оби (на примере малого водосбора р. Майма) 109

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

- Нечепуренко О.Е., Горбатенко В.П., Пустовалов К.Н., Громова А.В.** Грозовая активность над Западной Сибирью 123
- Оглезнева М.В., Веретенникова Е.Э., Нагорский П.М., Пустовалов К.Н., Саг А.А., Смирнов С.В.** Пространственно-временная изменчивость содержания аэроионов в приземном слое атмосферы над основными ландшафтами Бакчарского болота в периоды вегетации по данным полевых измерений в 2020–2021 гг. 135
- Семеняк Н.С., Соломина О.Н., Долгова Е.А., Мацковский В.В.** Климатический сигнал в различных параметрах годовых колец сосны обыкновенной на Соловецком Архипелаге 149

CONTENTS

GEOLOGY OF DEPOSITS

- Kozlov P.S., Likhhanov I.I., Reverdatto V.V., Sukhorukov V.P.** Petrogenesis, georesources, and prospects for practical use of high-aluminous rocks of the North Yenisei Ridge (East Siberia) 6

PETROLOGY

- Vrublevskii V.V., Kotelnikov A.D., Kazenova F., Kremer I.O., Tishin P.A.** Origin of the oxygen isotope heterogeneity for alkaline and subalkaline basalts in the Northern Minusa depression, Southern Siberia 36
- Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Kruk M.N., Izbrodin I.A., Vladykin N.V.** Geochronology of the alkaline-ultra-basic carbonatite complex Arbarastakh (Aldan shlied, Yakutia): new Ar-Ar and U-Pb data 48

GEOECOLOGY

- Davydov D.K., Fofonov A.V., Krasnov O.A., Simonenkov D.V., Golovatskaya E.A., Maksyutov Sh.Sh.** Long-term measurements gases fluxes from the wetland ecosystems (Plotnikovo field station, Bakchar Bog) 67
- Leonova G.A., Maltsev A.E., Preis Yu.I., Bobrov V.A.** Geoecological assessment of the current state of upper bogs (Ryams) of the Barabin forest steppe under anthropogenic impact 76

HYDROLOGY, GLACIOLOGY

- Erofeev A.A., Kopysov S.G., Garmaeva T.B.** Estimation of evaporation in the Aktru mountain-glacier basin based on actual data and geoinformation modeling 96
- Lubenets L.F., Chernykh D.V., Kolomeizev A.A., Samoylova S.Yu., Pershin D.K.** Snowmelt-runoff in low mountains of the Upper Ob basin (by the example of a small low-mountain Maima catchment) 109

METEOROLOGY, CLIMATOLOGY

- Nechepurenko O.E., Gorbatenko V.P., Pustovalov K.N., Gromova A.V.** Lightning activity over Western Siberia 123
- Oglezneva M.V., Veretennikova E.E., Nagorskiy P.M., Pustovalov K.N., Sat A.A., Smirnov S.V.** The electrical state of surface layer over swamp landscapes 135
- Semenyak N.S., Solomina O.N., Dolgova E.A., Matskovsky V.V.** Climatal signal in different paramers of tree-rings of pine in the Solovetsky Archipelago 149

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Научная статья

УДК 551.251

doi: 10.17223/25421379/25/1

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА, ГЕОРЕСУРСЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)



Павел Сергеевич Козлов¹, Игорь Иванович Лиханов²,
Владимир Викторович Ревердатто³, Василий Петрович Сухоруков⁴

¹ Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

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

¹ kozlov@igg.uran.ru

² likh@igm.nsc.ru

³ rever@igm.nsc.ru

⁴ svp@igm.nsc.ru

Аннотация. Обоснованы геолого-структурные, минералого-петрологические и изотопно-геохронологические свидетельства полиметаморфической истории высокоглиноземистых метapelитов Заангарья Енисейского кряжа. В Тейском комплексе установлены площади развития метapelитов регионального метаморфизма низких давлений, в пределах которых сосредоточены перспективные Панимбинское андалузитовое и Тейское силлиманитовое месторождения. Продукты наложенного кианит-силлиманитового типа метаморфизма образуют ряд биминеральных (Маяконское, Чиримбинское и др.) и полиминеральных (Вороговское, Ведугинское и др.) рудопоявлений. Анализ ресурсной базы полезных ископаемых региона показывает, что здесь открыт ряд перспективных объектов высокоглиноземистого сырья (ВГС), образование которых генетически связано с тектоно-метаморфическими процессами гренвильской и байкальской орогении. Слагающие их минералы группы силлиманита, а также другие источники ВГС, содержащие ставролит и хлоритоид, обладают достаточными ресурсами для использования в промышленности совместно с разведанными месторождениями бокситов, глиноземистых железных руд и нефелиновых сиенитов.

Ключевые слова: *P–T–t эволюция метаморфизма, высокоглиноземистые метapelиты, полиморфы Al_2SiO_5 , бокситы, глиноземистые железные и нефелиновые руды, Енисейский кряж*

Благодарности: статья посвящается светлой памяти недавно ушедшего из жизни заслуженного геолога России, профессора Геннадия Григорьевича Лепезина, который на протяжении многих лет занимался исследованием метаморфизма и обоснованием вовлечения высокоглиноземистых минералов группы силлиманита Восточной Сибири в металлургическое производство России.

Источник финансирования: работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018) с дополнительной поддержкой полевых работ в рамках госзадания ИГМ СО РАН и ИГТ УрО РАН.

Для цитирования: Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Сухоруков В.П. Особенности петрогенезиса, георесурсы и перспективы практического использования высокоглиноземистых пород Северо-Енисейского кряжа (Восточная Сибирь) // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 6–35. doi: 10.17223/25421379/25/1

Original article

doi: 10.17223/25421379/25/1

PETROGENESIS, GEORESOURCES, AND PROSPECTS FOR PRACTICAL USE OF HIGH-ALUMINOUS ROCKS OF THE NORTH YENISEI RIDGE (EAST SIBERIA)

Pavel S. Kozlov¹, Igor I. Likhanov², Vladimir V. Reverdatto³, Vasilii P. Sukhorukov⁴

¹ A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UrB RAS, Ekaterinburg, Russia

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

¹ kozlov@igg.uran.ru

² likh@igm.nsc.ru

³ rever@igm.nsc.ru

⁴ svp@igm.nsc.ru

Abstract. The relevance of the research is due to fundamental and applied aspects. The polymorphic modifications of Al_2SiO_5 , namely kyanite, andalusite, and sillimanite – minerals of sillimanite group (MSG), are among the most important indicators of metamorphism in pelitic lithologies. The “triple point” corresponding to the equilibrium coexistence of all polymorphs Al_2SiO_5 is one of the most important invariant point in metamorphic petrology, and mineral associations with the participation of “triple point” polymorphs are informative for calibration of geothermobarometers. On the other hand, the Al_2SiO_5 polymorphs (andalusite, kyanite, and sillimanite), which are dominant constituents in aluminous metamorphic rocks of the North Yenisei Ridge, are gaining increasing importance as industrial sources for aluminum oxide, silumin, and aluminum.

The polymetamorphic history of a series of metamorphic complexes of Al-rich metapelites in the Yenisei Range, with rocks containing the Al silicate triple-point assemblage (all three Al_2SiO_5 polymorphs) is illustrated by geologica-structural, mineralogical-petrological, and isotope geochronological evidence. In the studied aureoles, the overprinting of earlier mineral assemblages with the later ones during various geodynamic events obviously follows from the reaction microtextures and chemical zoning in minerals, the P – T trajectories of these rocks, as well as radiometric dating. These indicator features show that the Al_2SiO_5 polymorphs sequentially grew as a result of a complex polymetamorphic history due to the changes in the tectonic settings. In the Teya metamorphic complex, areas of development of metapelites of andalusite–sillimanite regional metamorphism have been established, within which the promising Panimba andalusite and Teya sillimanite deposits are concentrated. Products of the superimposed kyanite-sillimanite type of metamorphism in the thrust zone form a number of bimineral (andalusite-kyanite) (Mayakon, Chirimba, etc.) and polymineral (andalusite–kyanite–sillimanite) (Vorogovo, Lower Veduga, Nerazgadannoe occurrences, etc.) Analysis of the resource base of alumina-containing minerals in the region shows that a number of promising for high-alumina schists (HAS) objects have been discovered in the North Yenisei Ridge, the formation of which is genetically related to tectonic–metamorphic processes of the Grenville and Baikal orogeny. Their constituent MSG, as well as HAS containing staurolite and chloritoid, have sufficient resources for their use in industry together with the explored deposits of bauxite, alumina iron ores, and nepheline syenites.

Keywords: P – T – t evolution of metamorphism, high-alumina metapelites, Al_2SiO_5 polymorphs, bauxites, alumina iron and nepheline ores, Yenisei Ridge

Acknowledgments: The article is dedicated to the blessed memory of the recently deceased Honored Geologist of Russia, Professor Gennady Grigorievich Lepezin, who for many years was engaged in the study of metamorphism and substantiation of the involvement of high-alumina minerals of the sillimanite group from Eastern Siberia in the metallurgical industry of Russia.

Source of financing: This research was funded by Russian Science Foundation (RSF), grant No. 21-77-20018 with additional support of field works in the framework of the State Tasks of the Institute of Geology and Mineralogy (Novosibirsk) and Institute of Geology and Geochemistry (Ekaterinburg).

For citation: Kozlov P.S., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sukhorukov V.P. (2022) Petrogenesis, georesources, and prospects for practical use of high-aluminous rocks of the North Yenisei Ridge (East Siberia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 6–35. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/25/1

Введение

Северо-Енисейский кряж, представляющий собой покровно-складчатый ороген, является одним из наиболее интересных в геодинамическом аспекте регионов Сибири. Здесь представлен полный разрез докембрия от палеопротерозоя до венда включительно. Тесная ассоциация разнообразных магматических и метаморфических комплексов свидетельствует о весьма сложном строении. В частности, важнейшей особенностью метаморфических комплексов региона является неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в проявлении регионального метаморфизма двух фациальных серий: андалузит-силлиманитовой (низких давлений) и кианит-силлиманитовой (умеренных давлений). Метаморфизм умеренных давлений следует за метаморфизмом низких давлений и проявляется локально вблизи надвигов, в результате чего происходит прогрессивное замещение андалузита кианитом и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур [Likhanov et al., 2004]. Это представляет значительный петрологический

интерес, так как известно, что среди прогрессивных минеральных реакций между полиморфными модификациями Al_2SiO_5 наиболее обычны замещения андалузита или кианита силлиманитом, характерные для зональных метаморфических комплексов низких и умеренных давлений [Reverdatto et al., 2019]. Наблюдаемые в Енисейском кряже замещения андалузита кианитом на прогрессивном этапе метаморфизма являются редкостью, поскольку стационарная континентальная геотерма обычно не пересекает линию равновесия андалузит-кианит [Kerrick, 1990].

Интерес к этим комплексам обусловлен фундаментальными и прикладными аспектами. Минералы группы силлиманита – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма в горных породах. При одинаковом химическом составе они имеют разную кристаллическую структуру, стабильную при различных P – T параметрах. На основе различных трендов изменения температуры с глубиной и соотношения этих трендов на P – T диаграмме с полями устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 выделяются разные «барические» типы метаморфизма. Андалузит устойчив при низких давлениях и

температурах; с повышением давления он сменяется кианитом, а при увеличении температуры они оба замещаются силлиманитом. Это приводит к формированию зональных метаморфических комплексов, что используется для выделения фациальных серий низких и умеренных давлений. В связи с этим «тройная точка», соответствующая равновесному сосуществованию всех полиморфов Al_2SiO_5 , является одним из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии, а минеральные ассоциации с участием полиморфов «тройной точки» информативны для калибровки геотермобарометров [Ревердатто и др., 2017]. Однако минералы группы силлиманита (андалузит, силлиманит, кианит), широко развитые в Заангарской части Енисейского кряжа, представляют особый интерес для производства глинозема, силумина и алюминия.

С одной стороны, Северо-Енисейского кряж – один из перспективных в Сибири регионов с потенциальными источниками высокоглиноземистого сырья из метаморфических метапелитовых комплексов высокоглиноземистых сланцев [Лепезин и др., 1979; Лепезин, Каргополов, Жираковский, 2010; Козлов, Лепезин, 1995]. С другой стороны, регион обладает большими запасами уже выявленных высокоглиноземистых пород других генетических типов, таких как бокситы, глиноземистые железные руды и нефелиновые сиениты. Экспериментальные исследования показали, что совместное их использование для получения глинозема, алюминия и других высокотехнологичных материалов является стратегически важным для России [Одокий, Воропаева, Леоненко, 1988; Лепезин, Семин, 1989; Лепезин, 1997, 2005; Жабин, 2012; Бандман, 2014] и для импортозамещения в огнеупорной отрасли [Лепезин, 2016].

В последнее десятилетие благоприятной для реализации этих идей является «Программа развития Нижнего Приангарья как пилотного проекта Сибири первой четверти XXI века». В 2006 г. на базе проекта Программы Институт региональной политики закончил Инвестиционный проект «Комплексное развитие Нижнего Приангарья». В проекте содержится утверждение, что «комплексное развитие Нижнего Приангарья» – это государственный и частный проект по созданию нового промышленного района в Красноярском крае на базе электроэнергетики Богучанской гидроэлектростанции (БогЭС) и ресурсного потенциала региона. Основные производственные объекты Нижнего Приангарья были включены в перечень крупных инвестиционных проектов «Стратегии экономического развития Сибири до 2020 г.», утвержденной распоряжением Правительства РФ от 7 июня 2002 г. № 765-р. Первоочередные объекты Программы освоения Нижнего

Приангарья, включенные в другие Федеральные целевые программы о создании Северо-Сибирской магистральной, входили в решения всех сибирских конференций, совещаний и в «Транспортную стратегию России», разработанную до 2030 г. [Бандман, 2014].

В 2018 г. на Красноярском экономическом форуме утвержден межрегиональный проект «Енисейская Сибирь». Проект включает в себя крупную инвестиционную программу «Развитие инфраструктуры и освоение ресурсной базы Ангаро-Енисейского экономического района». Развитие инфраструктуры (новые автомобильные и железные дороги, мосты и др.) позволит компаниям освоить новые месторождения полезных ископаемых, в том числе высокоглиноземистых сланцев – концентраторов ценных минералов Al_2SiO_5 – андалузита, силлиманита и кианита, которые, в свою очередь, могут быть использованы в качестве сырья как отдельно, так и в смеси с нефелиновыми, бокситовыми и другими рудами для получения глинозема [Лепезин, 2004, 2005; Козлов, 2017].

Образование высокоглиноземистых метаморфогенных пород региона связано, главным образом, с особенностями процессов железисто-глиноземистого литогенеза, тектоники и полиметаморфизма с переходным режимом давлений от низких к умеренным [Лиханов, Ревердатто, 2011, 2014; Лиханов, Ревердатто, Козлов, 2011а; Лиханов и др., 2011б]. В статье предпринята попытка обоснования вовлечения метаморфогенного сырья в цветную металлургию Приангарья в комплексе с другими источниками глиноземистого сырья в регионе. Такая оценка для Красноярского края важна в плане расширения сырьевой базы введенного в эксплуатацию Богучанского электро-металлургического объединения (БЭМО) в Нижнем Приангарье – совместного проекта компании РУСАЛ с российским производителем гидроэлектроэнергии «РусГидро». В состав комплекса вошли Богучанский алюминиевый завод (БоАЗ) проектной мощностью около 600 тыс. т алюминия в год и БогЭС мощностью 3000 МВт. Первая очередь опытного производства на БоАЗ запущена в эксплуатацию в 2015 г. В настоящее время глинозем для него поставляется из Австралии и других далеких стран. В связи с вводом в эксплуатацию БоАЗ в перспективе встает вопрос о его обеспечении отечественным сырьем.

В последние годы для Приангарья разработаны и действуют инвестиционная программа «Развитие инфраструктуры и освоение ресурсной базы Ангаро-Енисейского экономического района» [Бандман, 2014] и Межрегиональный проект «Енисейская Сибирь», утвержденный на Красноярском экономическом форуме в 2018 г. Согласно принятым документам, развитие инфраструктуры региона позволит

горнорудным компаниям освоить новые месторождения полезных ископаемых и в перспективе вовлечь их в металлургическое производство.

В настоящей статье на основе реконструкции P – T – t эволюции метаморфических комплексов высокоглиноземистых метапелитов Северо-Енисейского кряжа охарактеризованы месторождения и рудопроявления минералов группы силлиманита, а также бокситов, глиноземистых железных руд и нефелиновых сиенитов. На основе анализа современных методов и способов получения сплавов в металлургии [Салтыков, Баймаков, 2003; Баймаков и др., 2007; Лепезин и др., 2014; Черкасов, 2015] рассмотрены перспективы создания на их базе промышленных производств глинозема, силумина, алюминия и другой высокотехнологичной продукции в Приангарье.

Геологическое положение и основные структурные элементы Енисейского кряжа

Енисейский кряж представляет собой древний ороген коллизионно-аккреционного типа, расположенный на западной окраине Сибирского кратона [Likhonov, Santosh, 2017]. Он вытянут в субмеридиональном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1, *b*). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении и транспрессионной обстановке; ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму. Глубина залегания поверхности Мохоровича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличена от 40 до 50 км.

Таким образом, этот ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени. Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается «скупиванием» пород неопротерозойских формаций. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента – Южно-Енисейский и Северо-Енисейский (Заангарский), разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом [Ножкин и др., 2016]. К югу от этого разлома выделяются два структурных элемента – архей-палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн [Лиханов и др., 2016] (рис. 1, *a*). Северо-Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезонеопротерозойскими породами, составляющими Восточный и Центральный кратонные блоки и Исаковский (западный) ост-

роводужный террейн. Все тектонические блоки и пластины разделены крупными региональными разломами – системами дизъюнктивов преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением [Коробейников и др., 2006]. Отличительной особенностью приразломных структур является развитие специфического комплекса тектонитов – бластомилонитов и катаклазитов, прослеживающихся через весь кряж в виде ряда мощных зон субмеридионального простирания [Лиханов и др., 2013а; Бабичев и др., 2019]. Ишимбинско-Татарская шовная и Приенисейская сутурная региональные сдвиговые зоны [Козлов и др., 2020; Лиханов, Зиновьев, Козлов, 2021] сопровождаются опережающими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит коллизия мелких блоков с образованием надвигов [Попов, Лиханов, Ножкин, 2010]. Последнее вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный сочетанием двух фациальных серий низких и умеренных давлений [Лиханов и др., 2006; Likhonov, Reverdatto, 2011].

Детальный обзор геохронологии, тектонической позиции и геодинамической природы комплексов, участвующих в строении региона, приведен в работах [Лиханов и др., 2014; Лиханов, Ножкин, Савко, 2018]. Там же представлена хронологическая последовательность крупных этапов и событий в геологической истории Енисейского кряжа, сформировавших его тектонический облик в неопротерозое.

Характеристика объектов исследования

В стратиграфическом отношении район распространения высокоглиноземистых сланцев находится в пределах Горбилкокской и Приенисейской структурно-фациальных зон [Постельников, 1990]. В геологическом строении принимают участие осадочно-метаморфические образования палеопротерозоя, мезо- и неопротерозоя и перекрывающие их отложения фанерозойского чехла. Положение объектов высокоглиноземистых сланцев в стратиграфической колонке Северо-Енисейского кряжа приведено на рис. 2.

Изученные участки расположены в пределах тейского и гаревского комплексов Северо-Енисейского кряжа (рис. 1) и приурочены к линейным зонам смятия вдоль Ишимбинско-Татарской и Приенисейской систем разломов соответственно. Эти зоны представляют собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига, а также их комбинаций с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма породных массивов [Козлов и др., 2020].

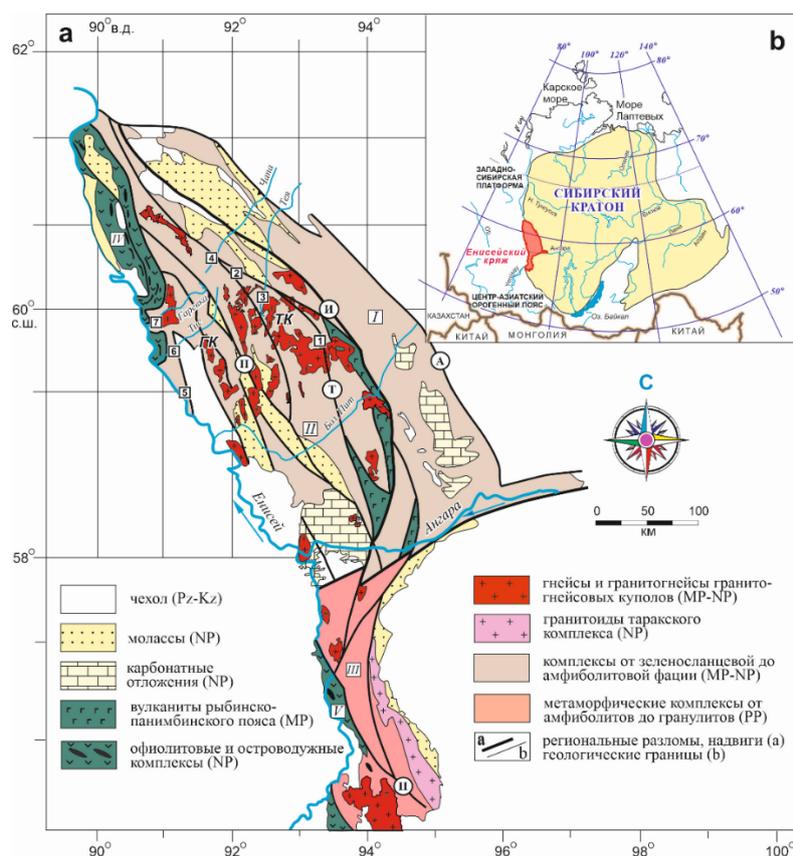


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Енисейского кряжа и местоположение участков с проявлением ассоциации «тройной точки» *And+Sil+Ky*

a – ГК и ТК – гаревский и тейский метаморфические комплексы. Тейский комплекс (ТК): 1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский, 4 – чапский; гаревский комплекс (ГК): 5 – енисейский, 6 – тисский и 7 – гаревский участки. Тектонические блоки: I – Восточный и II – Центральный Заангарского сегмента; III – Южно-Енисейский (Ангара-Канский) сегмент, IV – Исаковский и V – Предивинский террейны. Региональные разломы: И – Ишимбинский, Т – Татарский, П – Приенисейский, А – Анкиновский, Н – Нижнеангарский. *б* – положение Енисейского кряжа в структуре Сибирского кратона

Fig. 1. Geological sketch map of the Yenisey Ridge showing location of the study areas with the “triple point” assemblage *And+Sil+Ky*

a – GC and TC are the Garevka and Teya metamorphic complexes, respectively. Arabic numerals: Teya complex (TC): 1 – Mayakon, 2 – Polkan, 3 – Teya, 4 – Chapa; Garevka complex (GC): 5 – Yenisey R., 6 – Tis R., and 7 – Garevka R., and locations of the five tectonic blocks discussed in the text (roman numerals in squares): I – East (platform) and II – Central blocks of the Transangarian segment; III – South-Yenisey (Angara-Kan) segment, IV – Isakovka and V – Predivinsk island-arc blocks. *b* – the inset map shows position of the Yenisey Ridge in Siberian craton

Их протяженность определяется сотнями километров при ширине зоны стресс-метаморфизма от сотен метров до первых десятков километров. Как правило, эти линейные зоны играют роль швов, разделяющих палеоокеанический и континентальный тектонические блоки региона и являющихся областями их активного взаимодействия.

В разрезе складчатых структур Центрального блока наиболее древним является гаревский комплекс, в составе которого выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи [Likhanov, Santosh, 2019]. Гаревский комплекс в западной части Центрального блока надстраивается тейским ком-

плексом, в результате чего малогаревская толща перекрывается нижнепротерозойскими отложениями свиты хребта Карпинского тейской серии. В тектоническом отношении район развития тейского комплекса располагается главным образом в пределах осевой части Центрального блока, складчатая структура которого осложнена серией дизъюнктивов северо-западного простирания, которые относятся к Татарскому глубинному разлому, а также рядом второстепенных надвигов преимущественно субмеридианального направления. Гаревский комплекс располагается в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, разделяющей Центральный

кратонный блок и Исаковский островодужный террейн [Likhanov, Régnier, Santosh et al., 2018].

Важнейшей особенностью изученных метаморфических комплексов является неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в проявлении регионального метаморфизма двух фациальных серий: *And–Sil* (низких давлений) и *Ky–Sil* (умеренных давлений). Наиболее характерным примером совмещенной зональности двух фациальных серий является тейский участок (см. рис. 3), расположенный в среднем течении р. Теи в междуречье Курепы и Уволги [Лиханов и др., 2011б]. В геологическом строении этого района принимают участие протерозойские регионально-метаморфические образования тейской и сухопитской серий. В ядре Тейской антиклинали, запрокинутой на юго-запад под углом 50–65°, обнажены наиболее древние метаморфизованные метакarbonатно-терригенные породы тейской серии нижнего протерозоя, прорванные гранитоидами Каламинского массива. Крылья антиклинали сложены менее метаморфизованными породами кординской и горбилоской свит сухопитской серии нижнего–среднего рифея. В строении региона с юго-запада на северо-восток выделяются четыре зоны регионального метаморфизма со следующей последовательностью предельных минеральных ассоциаций:

- 1) *Bt+Ms+Chl+Qz+Pl* (*Bt* зона);
- 2) *Grt+Bt+Ms+Chl+Qz+Pl* (*Grt* зона);
- 3) *St+Grt+Bt+Ms+Chl+Qz+Pl+Crd±And* (*St–And* зона) и 4) *Sil+St+Grt+Bt+Ms+Qz+Pl±And±Crd* (*Sil* зона) (рис. 3).

Здесь и далее в тексте символы минералов приведены по [Whitney, Evans, 2010]. В пределах *St–And* зоны в малоглиноземистых недосыщенных K_2O метатерригенных породах рязановской свиты иногда устойчив жедрит и куммингтонит в ассоциации с гранатом и кордиеритом. В целом в изученном районе региональный метаморфизм характеризуется симметричной зональностью в структуре Тейской антиклинали и отличается ростом степени метаморфизма по направлению к ядру антиклинали. По характеру метаморфической зональности прогрессивный метаморфизм изученных пород относится к сравнительно малоглубинному *LP/HT* андалузит-силлиманитовому типу, промежуточному между пиренейским и мичиганским типами зональности по классификации А. Хитанен [Hietanen, 1967].

Его *P–T* условия соответствуют переходу от фации зеленых сланцев до границы между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовыми фациями. С приближением к надвигу породы *St–And* и *Sil* зон испытывают наложенный метаморфизм. Этот переход фиксируется по появлению в регионально-

метаморфических породах кианита и фибролита – волокнистой игольчатой разновидности силлиманита (изограда кианита) с развитием предельной ассоциации *Ky+St+Grt+Ms+Bt+Qz+Pl+Sil+Fi* с реликтами *And*. Временные соотношения между появлением кианита и фибролита не установлены. Область распространения пород кианит-ставролитовой субфации фации кианитовых сланцев ограничена разломом северо-западного простирания и не превышает в ширину 4–5 км, что наряду с секущим характером новых изоград свидетельствует о локальном характере наложенного метаморфизма. Появление *Ky* и развитие новых деформационных структур свидетельствует о том, что наложенный метаморфизм проходил в обстановке повышенного давления и может быть отнесен к *Ky–Sil* типу (барровианский тип зональности). Региональный метаморфизм *And–Sil* типа осуществлялся в широком диапазоне пиковых температур от 510 °C в биотитовой зоне до 640 °C в силлиманитовой зоне при изменении давления от 3,9 до 5,1 кбар, что свидетельствует о метаморфическом градиенте $dT/dH = 25–35$ °C/км. Наложенный метаморфизм умеренных давлений *Ky–Sil* типа происходил при постепенном повышении давления от 5,65 до 7,15 кбар при незначительном повышении максимальной температуры (от 660 до 700 °C) при приближении к надвигу, что указывает на весьма низкое значение $dT/dH \leq 10–12$ °C/км [Лиханов, Ревердатто, Козлов, 2012].

В пределах юго-восточной части Тейского метаконтекста прогрессивного регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового *LP/HT* типа выявлено Панимбинское месторождение андалузита, залегающее в графитистых породах кординской свиты раннего мезопротерозоя (см. рис. 4). Минералом-индикатором метаморфизма низких давлений здесь является андалузит-хиастолит, содержание порфиробластов которого колеблется от 3–5 до 30 об. % (рис. 5, а).

В строении Панимбинского участка с юго-востока на северо-запад выделяются три зоны регионального метаморфизма в углеродистых метапелитах с северо-восточным простиранием и со следующей последовательностью предельных минеральных ассоциаций: 1) *Ms+Chl+Qz±Prl* (внешняя зона), 2) *Ms+Chl+Qz+And±Bt* (средняя зона) и 3) *Ms+Chl+Qz+And+Bt±Pl±Grt±St* (внутренняя зона) (рис. 4). Внешняя зона сложена метапелитами с характерным развитием порфиробластического хлорита величиной от долей до 1 мм. В средней зоне в углеродистых филлитах впервые появляется хиастолит в виде мелких порфиробласт, размер которых постепенно возрастает к внутренней зоне до 4–8 мм в поперечном сечении и до 15–25 мм по удлинению. Ширина средней зоны варьирует от 140 до 280 м.

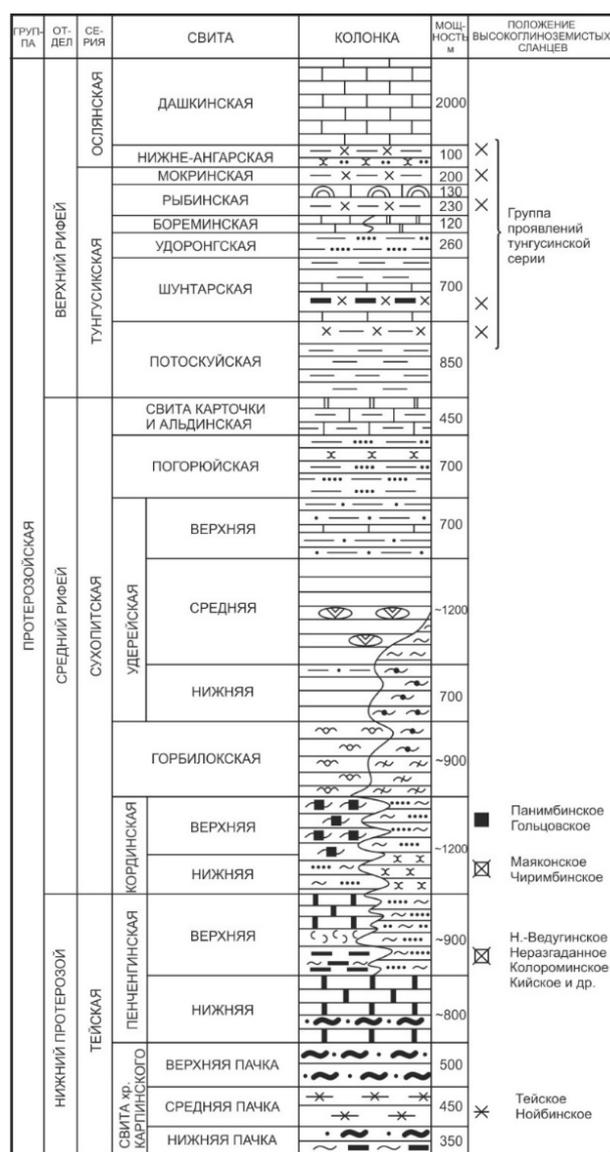


Рис. 2. Стратиграфическая колонка довендских образований восточной части Северо-Енисейского кряжа и положение в ней высокоглиноземистых сланцев (масштаб 1 : 50 000)

1 – туффиты литокластические; 2 – сланцы хлоритоидные; 3 – глинистые сланцы; 4 – филлиты с линзами конкреций; 5 – сланцы хлорит-серицитовые; 6 – сланцы кварц-биотит-мусковитовые; 7 – сланцы кварц-графит-мусковит-биотит-андалузитовые; 8 – сланцы двуслюдяные с гранатом; 9 – сланцы двуслюдяные со ставролитом; 10 – сланцы алевритово-глинистые; 11 – алевролиты; 12 – метаалевролиты биотитовые; 13 – песчаники кварцитовидные, кварциты; 14 – доломиты; 15 – известняки строматолитовые; 16 – метаалевролиты известковистые, биотитовые; 17 – известняки, глинистые известняки; 18 – мраморы, кальцифиры с прослоями скарноидов; 19 – биотит-силлиманитовые гнейсы; 20 – амфиболовые роговикоподобные породы; 21 – графитисто-кварц-двуслюдяные сланцы; 22–25 – месторождения и проявления высокоглиноземистых сланцев: 22 – группа проявлений хлоритоидных сланцев тунгусикской серии, 23 – полиминеральные андалузит-кианит-силлиманитовые сланцы; мономинеральные высокоглиноземистые сланцы: 24 – графит-мусковит-биотит-андалузитовые (Панимбинское месторождение), 25 – биотит-силлиманитовые гнейсы (Тейское месторождение); 26 – границы литолого-фациальные и метаморфические

Fig. 2. Stratigraphic column of the pre-Vendian formations of the eastern part of the North Yenisei Ridge and the position of high-alumina shists in it (scale 1 : 50 000)

1 – lithoclastic tuffites; 2 – chloritoid schists; 3 – argillaceous shists; 4 – phyllites with lenses of nodules; 5 – chlorite-sericite shists; 6 – quartz-biotite-muscovite schists; 7 – quartz-graphite-muscovite-biotite-andalusite schists; 8 – two-mica schists with garnet; 9 – two-mica schists with staurolite; 10 – silty-argillaceous shists; 11 – siltstones; 12 – biotite metaaleurolites; 13 – quartzite sandstones, quartzites; 14 – dolomites; 15 – stromatolite limestones; 16 – calcareous meta-siltstones, biotite; 17 – limestone, clayey limestone; 18 – marbles, calciphyres with interlayers of skarnoids; 19 – biotite-sillimanite gneisses; 20 – amphibole hornfels-like rocks; 21 – graphite-quartz-two-mica schists; 22–25 – deposits and occurrences of high-alumina shists: 22 – a group of occurrences of chloritoid shists of the Tungusik series, 23 – polymineral andalusite-kyanite-sillimanite shists; monomineral high-: 24 – graphite-muscovite-biotite-andalusite (Panimba deposit), 25 – biotite-sillimanite gneisses (Teysa deposit); 26 – lithological-facies and metamorphic boundaries

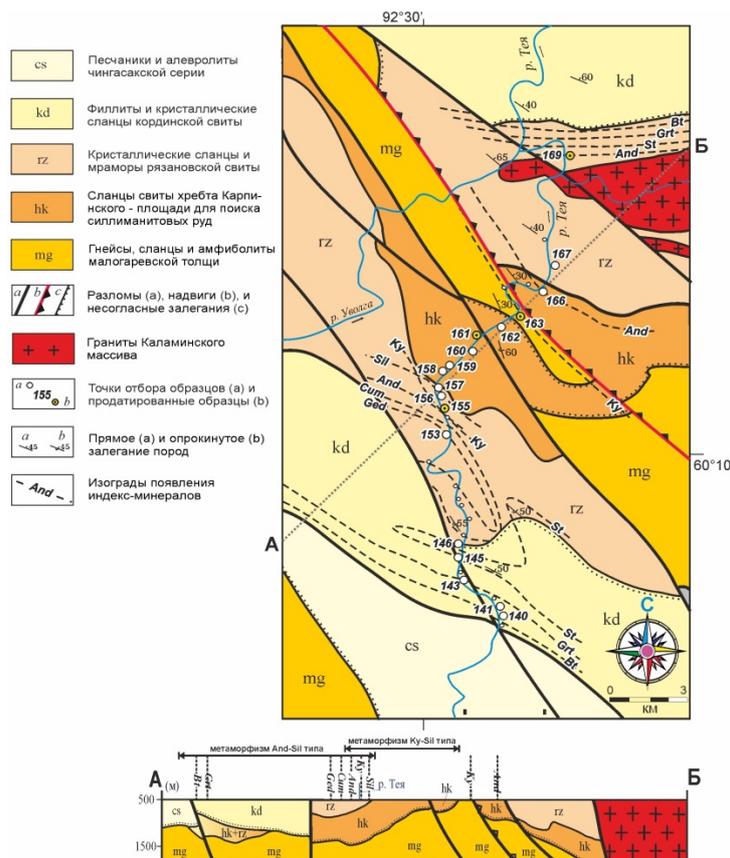


Рис. 3. Схематическая карта тейского полиметаморфического комплекса в среднем течении р. Тея (тейский участок) и разрез по линии А–Б

Fig. 3. Sketch map of the Teya polymetamorphic complex in the middle reaches of the Teya River (Teya area) and geological cross section through A–B line

Средняя зона протягивается узкой полосой северо-восточного простирания. В двух участках зоны выявлены проявления золота сульфидно-кварцевой формации, связанные с процессами окварцевания и турмалинизации метапелитов. Внутренняя зона занимает значительную площадь распространения кординской свиты. Ее видимая мощность варьирует от 80–100 м в средней части площади до 2–2,5 км к северу. Здесь сосредоточены наиболее богатые рудные залежи андалузитовых сланцев. В этой зоне отмечено максимальное содержание андалузита до 17 об. %, возрастающее по мере приближения к контакту с гранитами. Размер порфиروбласт в поперечнике достигает 2 см, по удлинению – 8–10 см. Детальный петрохимический состав пород и особенности минеральных парагенезисов метапелитов месторождения охарактеризованы в работе (Козлов, 1989). По характеру метаморфической зональности прогрессивный метаморфизм изученных пород относится к сравнительно малоглубинному LP/HT андалузит-силлиманитовому типу (бьюкенский тип зональности) по классификации А. Хитанен [Hietanen,

1967]. По минеральным ассоциациям внутренняя зона относится к эпидот-амфиболитовой фации, а средняя и внешняя зоны – к зеленосланцевой фации. В ряде мест на высокотемпературные парагенезисы наложен диафторез с формированием $Chl+Ser+Mrg$ псевдоморфоз по андалузиту и кордиериту.

К северо-западу от месторождения, на простирании углеродистых андалузитовых (хиастолитовых) сланцев в бассейнах рек Еруда и Чиримба, расположен Маяконский участок высокоглиноземистых сланцев мезопротерозоя (1350–1250 млн лет) с развитием по ним хрупко-пластических деформаций и проградной минеральной зональности бластомилонитов с выделением трех зон дислокационного метаморфизма (см. рис. 6). Параллельно шву Панимбинского надвига выделены три метаморфические зоны наложенного метаморфизма, различающиеся соотношением реликтовых и новообразованных минералов, степенью деформации и $P-T$ условиями метаморфизма пород [Лиханов и др., 2007]. Осадочно-метаморфические породы кординской свиты испытали метаморфизм низких и умеренных давлений [Лиханов и др., 2001].

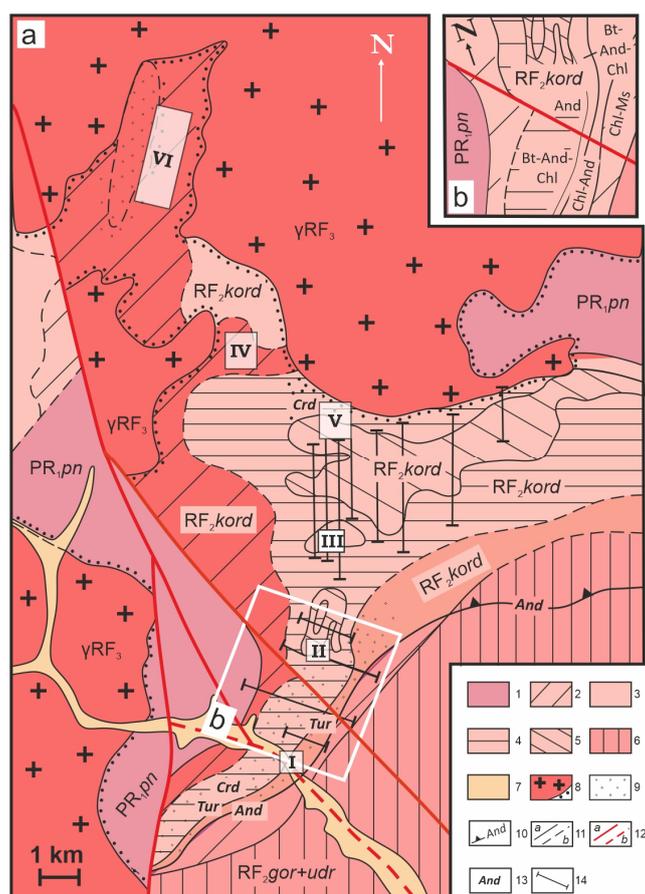


Рис. 4. Схематическая геологическая карта района Панимбинского участка – а; метаморфическая зональность – б

Протерозой: пенченгинская свита (PR_{1pn}): 1 – мраморы, кальцифиры, парамфиболиты; рифей: кординская свита (RF_{2kord}): 2 – Ms-Bt сланцы, 3 – And-содержащие Gr-Ms-Bt сланцы, 4 – Grt-Ms-Bt-And сланцы, 5 – And-обогащенные Gr-Ms-Bt-And сланцы (рудные залежи); объединенные гориблокская и удерейская свиты (RF_{2gor+udr}): 6 – филлиты с прослоями метаалевролитов; кайнозой: 7 – четвертичные аллювиальные отложения. 8 – гранитоиды Чиримбинского массива (γRF₃) и контактово-метаморфические породы (роговики и мраморы). 9 – породы, затронутые диафторезом. 10 – изограда андалузита. 11 – геологические границы: достоверные (а), предполагаемые (б). 12 – разломы: установленные (а), предполагаемые (б). 13 – места находок специфических минералов: And, Crd, Tur. 14 – линии горных выработок. Площади отбора проб: I = Qz-Ser-Chl-Bt (±Gr) филлиты; II = And-содержащие Gr сланцы; III = And-Bt сланцы; IV = Grt-Bt-St-Ky-Chl-Ms сланцы; V = роговики; VI = And-Bt-Ms-Ky-St сланцы

Fig. 4. Schematic geological map of the Panimba area – а; metamorphic zoning – б

Proterozoic: Penchenga Formation (PR_{1pn}): 1 – marbles, calciphyres, paramphibolites; Riphean: Korda Formation (RF_{2kord}): 2 – Ms-Bt shists, 3 – And-bearing Gr-Ms-Bt shists, 4 – Grt-Ms-Bt-And shists, 5 – And-enriched Gr-Ms-Bt-And shists (ore deposits); combined Goriblok and Uderei formations (RF_{2gor+udr}): 6 - phyllites with interlayers of metaaleurolites; Cenozoic: 7 – Quaternary alluvial deposits, 8 – granitoids of the Chirimba massif (γRF₃) and contact-metamorphic rocks (hornfels and marbles), 9 – rocks affected by diaphthoresis, 10 – andalusite isograd, 11 – geological boundaries: reliable (a), assumed (b), 12 – faults: established (a), assumed (b), 13 – places where specific minerals were found: And, Crd, Tur, 14 – lines of mine workings. Sampling areas: I = Qz-Ser-Chl-Bt (± Gr) phyllites; II = And-bearing Gr shists; III = And-Bt shists; IV = Grt-Bt-St-Ky-Chl-Ms shists; V = hornfelses; VI = And-Bt-Ms-Ky-St shists

В районе исследования метapelиты низких давлений, представленные $Ms+Chl+Bt+Cld+And+Qz+Ilm\pm Crd$ минеральной ассоциацией, образовались в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. Породы умеренных давлений, характеризующиеся образованием $Ms+Ky+St+Qz$ псевдоморфоз по хиастолиту (рис. 5, b), последовательно сменяются ассоциацией

$Ms+Chl+Bt+Qz+Ky+St+Grt+Ilm+Pl$ с реликтами андалузита и присутствием силлиманита и фибролита к надвику, метаморфизованы в условиях фации кианитовых сланцев.

$P-T$ параметры бластомилонитов маяконского участка отвечают значениями $P = 4,5-6,7$ кбар, $T = 560-600$ °C и метаморфическому градиенту $dT/dH = 6-7$ °C/км.

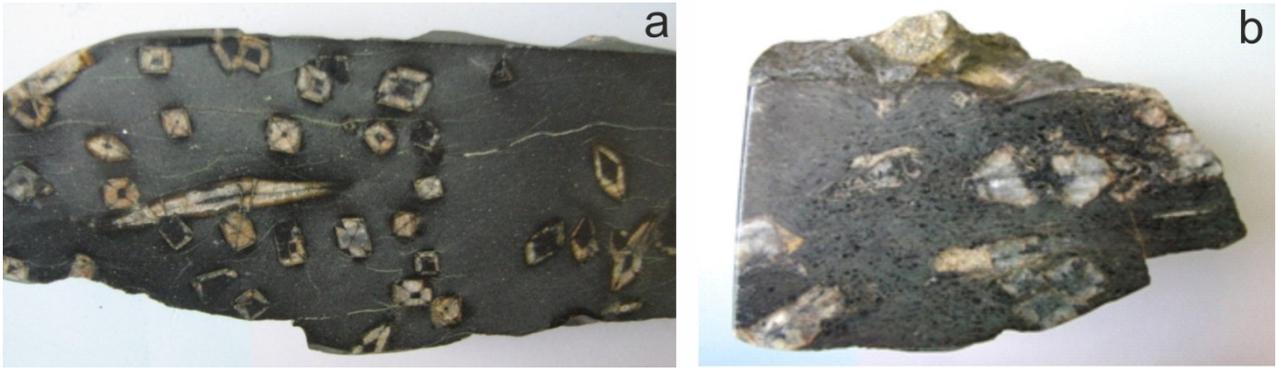


Рис. 5. Хиастолитовые углеродистые сланцы кординской свиты из внешней зоны регионального метаморфизма низких давлений андалузит–силлиманитового типа (Панимбинское месторождение) – *a*; псевдоморфозы $Ky+St+Ms+Qz$ состава по порфиробластам хиастолита в сланцах кординской свиты как результат наложения коллизионного метаморфизма на метapelиты низких давлений в районе Панимбинского надвига (Маяконское рудопроявление) – *b*

Fig. 5. (a) Chiastolite carbonaceous schists of the Korda Formation from the outer zone of regional low-pressure metamorphism of the andalusite-sillimanite type (Panimba site); (b) Pseudomorphs of quartz-kyanite-muscovite-staurolite composition along chiastolite porphyroblasts in schists of the Korda Formation as a result of overprint of collision metamorphism on low-pressure metapelites in the area of the Panimba thrust fault (Mayakon ore occurrence)

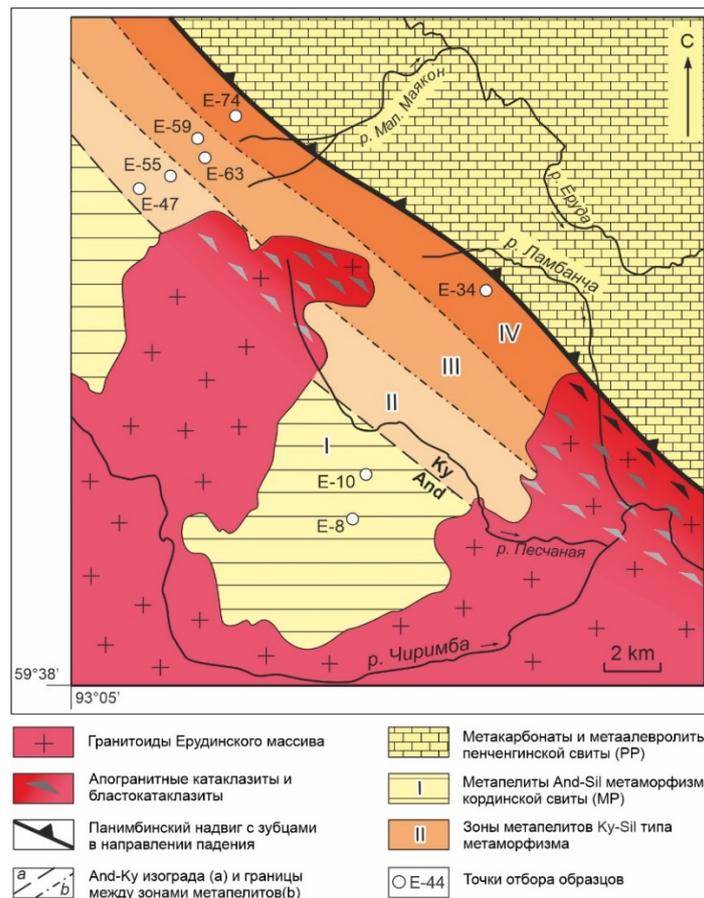


Рис. 6. Схематическая карта метаморфизма междуречья рек Еруда и Чиримба (маяконский участок)

Fig. 6. Geological sketch map of the Mayakon area in the Eruda and Chirimba Rivers interfluvium in the vicinity of the Panimba overthrust showing location of metamorphic zones in metapelites

Бластомилониты образуют зону шириной от 5 до 7 км и протяженностью не менее 20 км, ограниченную с востока Панимбинским надвигом северо-западного простирания, за которым северо-восточнее развиты палеопротерозойские метатерригенно-карбонатные породы тейской серии.

Для всех изученных участков с ассоциацией «тройной точки» наблюдается похожая закономерность в изменении набора минеральных ассоциаций в аналогичных по температуре метаморфических зонах, но с различным соотношением реликтовых и новообразованных минералов и степенью деформации пород. Некоторые минералогические отличия обусловлены отсутствием кордиерита (чапский, тисский и полканский участки) и развитием хлоритоида (полканский и маяконский участки) на самых низких ступенях метаморфизма. Появление редких парагенезисов ($Cld+Bt$ и $Cld+Bt+And$) и изменение характера зональности в метапелитах $And-Sil$ типа полканского и маяконского участков может быть связано с большей устойчивостью Mn-граната на средних ступенях метаморфизма [Лиханов, Ревердатто, Селятицкий, 2005].

Микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 свидетельствуют о последовательном росте андалузита, силлиманита, фибролита и кианита при метаморфизме с преобладанием различных схем реакционных замещений между этими минералами (Likhonov, Santosh, 2020) (рис. 7). Для маяконского участка характерны следующие реакционные соотношения $-And \rightarrow Ky \rightarrow Sil \pm Fi$; для полканского участка $-And \rightarrow Ky \rightarrow Sil$; для чапского $-And \rightarrow Sil + Ky$; для тейского участка $-And \rightarrow Sil \rightarrow Ky + Fi$. Эти особенности обусловлены сложной метаморфической историей пород, связанной со сменой тектонических обстановок [Лиханов, 2020а, б; Лиханов, Ревердатто, 2021]. Некоторые микротекстуры интерпретируются в шлифах неоднозначно. В этих случаях реакционные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 предсказывались главным образом по наблюдаемой метаморфической зональности – последовательности смены закартированных изоград первого появления кианита/силлиманита и расчетам $P-T-t$ трендов эволюции пород.

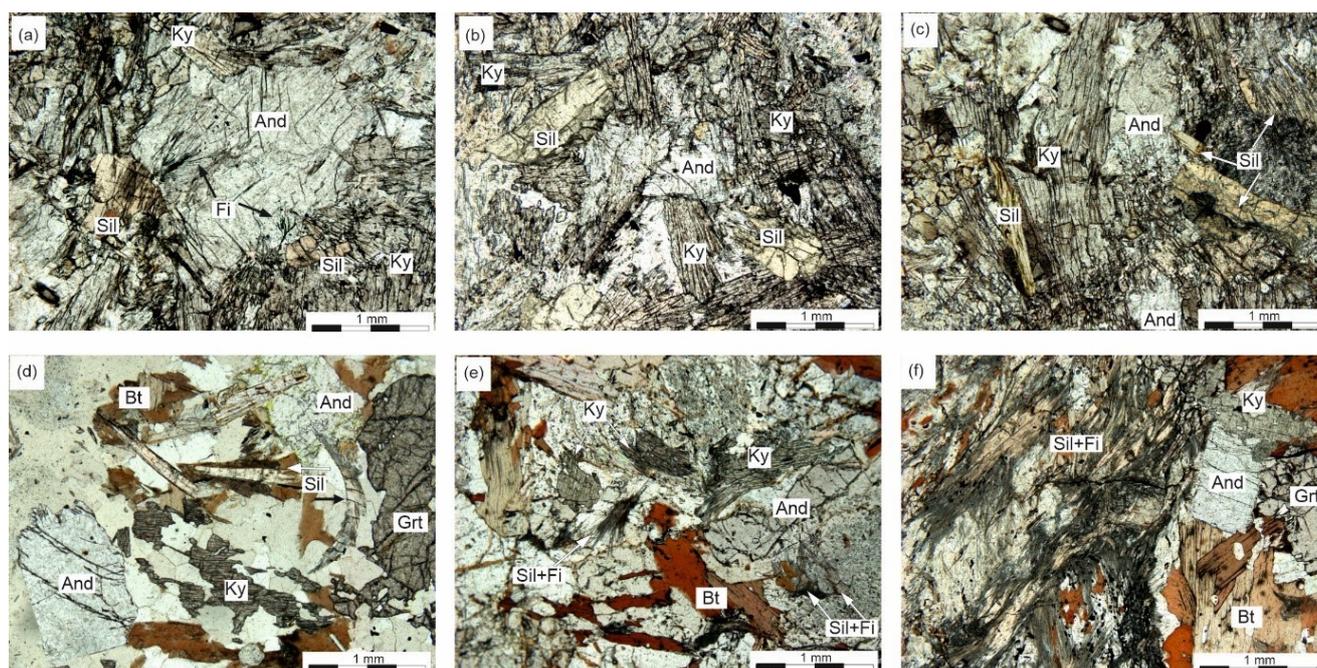


Рис. 7. Микрофотографии петрографических шлифов метапелитов, иллюстрирующие микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 участков тейского комплекса

Схемы реакционных замещений для разных участков с ассоциацией «тройной точки»: (a, b – маяконский) $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil \pm Fi$; (c – полканский) $And \rightarrow Ky + Sil$; (d – чапский) $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky$; (e, f – тейский) $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky + Fi$

Fig. 7. Photomicrographs showing typical microtextural relationships among the Al_2SiO_5 polymorphs – andalusite, sillimanite, and kyanite – in study areas of the Teya complex.

A prograde sequences involve a different reaction replacements: (a, b – Mayakon area) $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil \pm Fi$; (c – Polkan area) $And \rightarrow Ky + Sil$; (d – Chapra area) $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky$; and (e, f – Teya area) $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky + Fi$

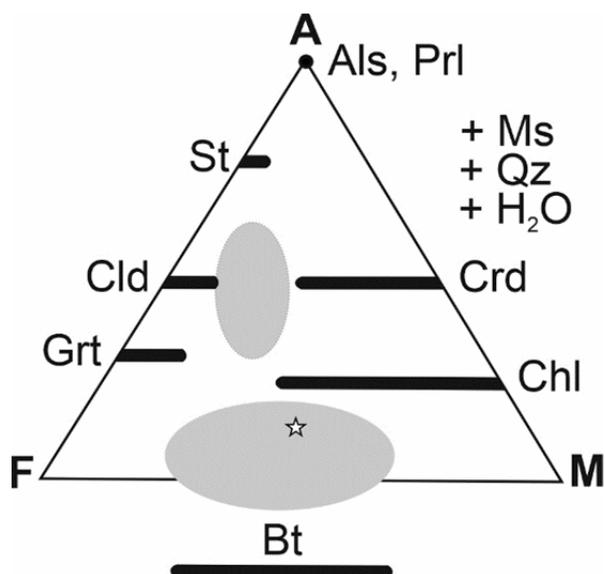


Рис. 8. Диаграмма AFM, иллюстрирующая химические составы пород и минералов типичных (затемненный эллипс, вытянутый в направлении F–M) и железисто-глиноземистых метапелитов (затемненный эллипс, вытянутый в направлении вершины A) [Likhanov, 1988]

Звездочкой показан средний состав типичных метапелитов [Ague, 1991; Symmes, Ferry, 1992]

Fig. 8. AFM diagram projected from muscovite, quartz, and water showing schematically the positions of common (typical) metapelites (dark-gray ellipsis elongated in the F–M direction, below the Grt–Chl tie line) and highly aluminous pelites and other related aluminous rock types (dark-gray ellipsis elongated towards the A top, above the Grt–Chl tie line) [Likhanov, 1988]

A = $\text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O}$; F = FeO, M = MgO. Asterisk denotes the average composition of typical metapelites after [Ague, 1991; Symmes, Ferry, 1992]

Геохимическая специфика и особенности происхождения пород

По химическому составу эти *And+Ky+Sil*-содержащие породы классифицируются как низкокальциевые (< 1,5 мас. %) и умеренно-насыщенные K_2O (3–4 мас. %) метапелиты, одновременно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 12 мас. %) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас. %). На петрохимической диаграмме (Symmes, Ferry, 1992) эти породы относятся к железистым ($X_{\text{Fe}} = \text{FeO}/[\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}] = 0,6\text{--}0,8$ на мольной основе) и глиноземистым ($X_{\text{Al}} = [\text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O}]/[\text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}] = 0,4\text{--}0,6$) метапелитам по сравнению со средними составами типичных метапелитов, характеризующихся значениями $X_{\text{Fe}} = 0,52$ и $X_{\text{Al}} = 0,13$ [Shaw, 1956; Ague, 1991]. В отличие от обычных метапелитов, на треугольной диаграмме AFM (Thompson, 1957) область таких химических составов располагается выше конноды гранат–хлорит (см. рис. 8). Содержания редких элементов и их индикаторных отношений в изученных метапелитах разных комплексов похожи [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2008; Лиханов,

Ревердатто, 2008; Likhanov et al., 2015; Лиханов, Ревердатто, 2022]. Совокупности распределения РЗЭ, нормированные к составу хондрита, для большинства метапелитов характеризуются четко выраженной отрицательной европиевой аномалией Eu/Eu^* и имеют существенный отрицательный наклон концентрационного профиля, о чем свидетельствуют повышенные величины отношений $(\text{La}/\text{Yb})_n$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ и LREE/HREE . Такие геохимические особенности пород обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии гранитоидов [Likhanov, Reverdatto, Memmi, 1994; Лиханов, 2003; Likhanov, Reverdatto, 2007]. Унаследованность первичного состава магматического субстрата подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высокозарядных некогерентных элементов – Zr, Hf, Y, Ta, Nb. На их происхождение из протолитов кислого состава указывают также повышенные отношения Th/Sc , Th/U и пониженные Co/Th относительно среднего состава постаршеих глинистых сланцев. Ранними реконструкциями состава протолита аналогичных по составу железисто-глиноземистых метапелитов гарев-

ского и тейского комплексов было установлено, что они представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинитового типа [Likhanov, 2022]. Образование протолита этих пород происходило за счет размыва палеопротерозойских гранитогнейсов Сибирского кратона с возрастными в диапазоне 1,9–2,1 млрд лет [Likhanov, 2019]. Об этом же свидетельствует присутствие в источниках сноса во время формирования тейской и малогаревской толщ высококодифференцированного гранитного материала [Ножкин и др., 2016].

***P-T-t* особенности эволюции метаморфизма высокоглиноземистых метапелитов**

Важнейшей особенностью изученных метаморфических комплексов является неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в проявлении прогрессивного регионального мета-

морфизма двух фациальных серий и синэкстумационного регрессивного метаморфизма (рис. 9). На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений *And-Sil* типа с гренвилевским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (Панимбинский тип). На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа с локальным повышением давления вблизи надвигов при весьма низком градиенте $dT/dH=7-14\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Формирование более древних метаморфических комплексов *Ky-Sil* типа (маяконский, тейский и чапский участки) происходило в результате надвига на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона на рубеже ~850 млн лет.

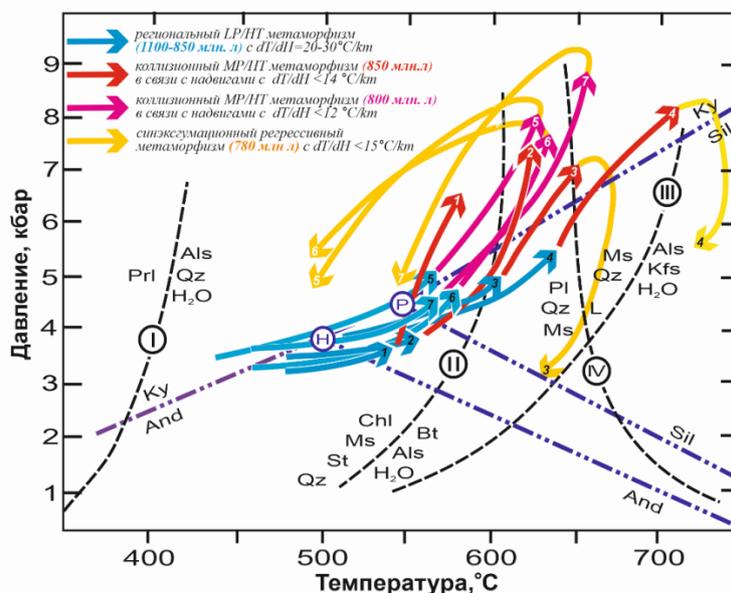


Рис. 9. *P-T* тренды метаморфизма для высокоглиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского кряжа

Арабские цифры на сегментах *P-T* траекторий соответствуют изученным регионам Енисейского кряжа: тейский комплекс (ТК): 1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский, 4 – чапский; гаревский комплекс: 5 – енисейский, 6 – тисский и 7 – гаревский участки. Пунктирными линиями с римскими цифрами приведены известные минеральные равновесия для метапелитовой системы: I – [Haas, Holdaway, 1973]; II – [Pattison, 2001], III – линия солидуса пелитов в водонасыщенной системе [Le Breton, Thompson, 1988], IV – [Chatterjee, Johannes, 1974]. Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 приведены по [Pattison, 1992] (P) и [Holdaway, 1971] (H). Номера объектов исследования показаны в соответствии с рис. 1

Fig. 9. *P-T* diagram showing the generalized *P-T* path calculations for highly aluminous metapelites in the Teya and Garevka complexes

The prograde segments of *P-T* trajectories derived from chemical zonation patterns in minerals correspond to the low-pressure regional metamorphism (blue arrows) and medium-pressure collision-related metamorphism (red (TC) and purple (GC) arrows). The retrograde segment of the *P-T* path (yellow arrows) reflects the post-collision thrust exhumation of the rocks to upper crustal levels. Curve I is the lowest temperature stability of Al_2SiO_5 in aluminous pelites [Haas, Holdaway, 1973]; curve II shows the upper stability of staurolite + quartz + muscovite + chlorite [Pattison et al., 2002]; curve III is muscovite + quartz breakdown [Chatterjee, Johannes, 1974]; curve IV shows minimum wet melting curve for pelites [Le Breton, Thompson, 1988]. The coordinates of the aluminum silicate triple point and univariant equilibrium curves of Al_2SiO_5 polymorphs are after Pattison [1992] (P) and Holdaway [1971] (H). Curve 1 – Mayakon area, curve 2 – Polkan area; 3 – Teya area, and 4 – Chapa area, 5 – Yenisey River, 6 – Tis River, 7 – Garevka River

Поздний повторный коллизионный метаморфизм с возрастом ~800 млн лет обусловлен встречными движениями мелких блоков восточного направления в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (полканский, гаревский, енисейский и тисский участки) в результате аккреционно-коллизионных событий вальгальской складчатости [Лиханов и др., 2013б].

В изученных ореолах наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий четко фиксируется по реакционным структурам и химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам. Принципиальные различия в направлении регрессивных ветвей регионального метаморфизма, определяющих итоговую траекторию P - T - t трендов, контролируются, главным образом, механизмами экзугумации в различных геодинамических обстановках: эрозивной денудацией перекрывающих комплексов или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры. Секущий характер наложенных изоград в изученных зональных ореолах, специфика распределения главных и редких химических элементов в зональных минералах, а также видимые различия в структурно-текстурных особенностях и P - T условиях формирования, величинах метаморфических градиентов и изотопных датировках разных типов метаморфизма свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 в результате сложной полиметаморфической истории, обусловленной сменой разных тектонических обстановок.

Характеристика рудопроявлений высокоглиноземистого сырья Северо-Енисейского кряжа

В пределах Северо-Енисейского кряжа пользуются распространением четыре основных типа глиноземсодержащих руд: метаморфогенные минералы группы силлиманита (МГС), бокситы, глиноземистые железные руды и нефелиновые сиениты (рис. 10).

Минералы группы силлиманита – андалузит, силлиманит, кианит – широко развитые в докембрии Северо-Енисейского кряжа, представляют особый интерес с точки зрения производства глинозема, силумина и алюминия. Целенаправленные поисковые работы на них здесь проводились в 1956–1960 гг. Ангарской ГРЭ Красноярского геологического управления. В результате выявлены Гольцовское, Панимбинское и Чиримбинское рудопроявления андалузитовых (1956 г.), а впоследствии – Тейское и Нойбинское – силлиманитовых сланцев (1958–1960 гг.).

Панимбинское месторождение андалузита. Порода, содержащая полезный минерал, развиты здесь на площади, превышающей 10 км² [Козлов, 1989].

Рудные тела имеют линзообразную форму и субмеридиональное, согласное с общим напластованием пород простирание. Выявлены северная и южная залежи с параметрами (1 200 × (50–750) м и (650 × 40) м соответственно). Минералогический состав руд: кварц, андалузит-хиастолит (5–30 об. %), серицит, графит. Содержания глинозема в рудных телах по результатам химического (мас. %) и минералогического (об. %) анализов четырех проб: 19,08 % (7,7 % андалузита), 19,32 % (12,1 %), 21,16 % (16,1 %) и 19,06 (10,9 %). Суммарные прогнозны ресурсы месторождения по двум залежам при экстраполяции на глубину 200 м при объемном весе руд 2,76 г/см³ оцениваются в 2 820 млн т (табл. 1).

Из проявлений силлиманита наиболее перспективным является *Тейское месторождение*, площадь выходов слагающих пород которого составляет 14 км². Сланцы продуктивной пачки состоят (об. %) из кварца (15–50), биотита (20–60), силлиманита – фибролита (10–40). Среднее содержание глинозема в них равно 19,16 мас. %. Наиболее крупное рудное тело имеет линзовидную форму и субширотное простирание, общая его протяженность – 2,9 км, мощность 130–190 м, площадь выходов – 0,4 км². При концентрации силлиманита 22 % при объемном весе руды 2,48 г/см³ его прогнозны ресурсы на условную глубину 300 м оцениваются в 300 млн т.

Маяконское рудопроявление расположено к северу от Панимбинского и сходно с ним по составу слагающих пород. Руды состоят из кварца, биотита, графита, андалузита (6,5–15 об. %), ставролита, мусковита и кианита (до 3,5 об. %). Вне зоны «кианита» кристаллы хиастолита достигают 8 см в длину и до 1,5 см в поперечнике. Содержание глинозема в рудах достигает 23,9 мас. % ($\bar{X} = 20,3\%$). Прогнозные ресурсы в пересчете на полезный минерал по двум рудным телам на глубину 50 м оцениваются в 44 млн т.

В 1960-х гг. Ленинградским институтом огнеупоров проведены технологические испытания по обогащению двух проб весом 500 кг с Панимбинского и Тейского месторождений. Минералогический состав первой пробы: андалузит, кварц, биотит, мусковит, серицит, каолинит; ее химический состав (мас. %): $SiO_2 = 60,3-61,99$; $TiO_2 = 0,95$; $Al_2O_3 = 22,27$; $Fe_2O_3 = 7,59$; $CaO = 0,41-0,55$; $MgO = 1,51-2,21$; $Na_2O + K_2O = 2,93-3,12$; п.п.п. = 1,97–2,8, огнеупорность 1350 °С. Получен флотационный концентрат состава (мас. %): $SiO_2 = 36,48$, $Al_2O_3 = 57,14$; $TiO_2 = 1,6$; $Fe_2O_3 = 2,22$. Минералогический состав силлиманитсодержащей пробы: силлиманит, кварц, биотит, графит, мусковит; химический состав (мас. %): $SiO_2 = 60,25$; $TiO_2 = 1,42$; $Al_2O_3 = 18,2$; $Fe_2O_3 = 6,69$; $MgO = 1,58$; $CaO = 0,42$; $Na_2O + K_2O = 2,68$; $SO_3 = 0,35$; п.п.п. = 2,48; огнеупорность 1 430 °С.

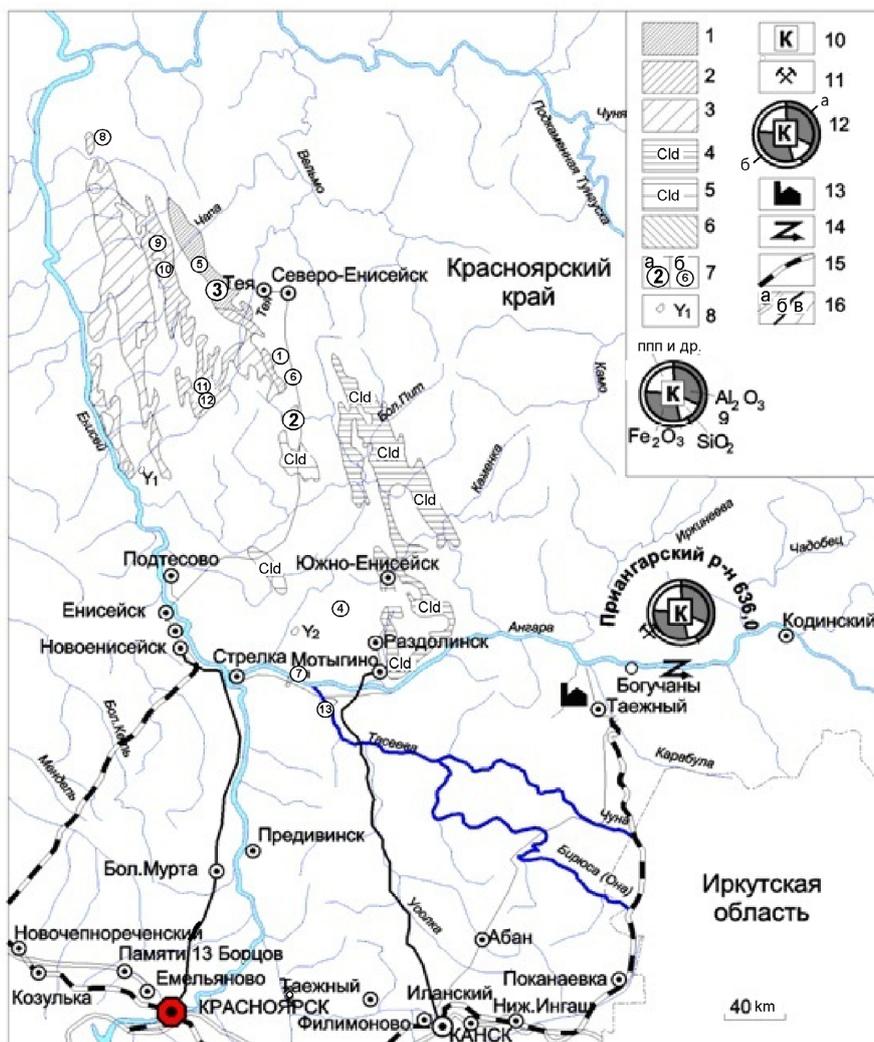


Рис. 10. Схема размещения площадей докембрийских осадочно-метаморфических пород Северо-Енисейского края с перспективами на высокоглиноземистые минералы и их возможное использование в производстве алюминиевых сплавов на Богучанском алюминиевом металлургическом заводе

1 – площади, перспективные на силлиманит; 2 – находки андалузита, силлиманита, дистена; 3 – проявления минерализации МГС; 4–5 – площади развития хлоритоидных сланцев: 4 – перспективные на хлоритоид, 5 – находки хлоритоида; 6 – гранат-ставролит-сланцевые сланцы; 7 – а) мономинеральные месторождения (2 – Панимбинское андалузита, 3 – Тейское силлиманита (цифры в больших кружках)) и б) рудопроявления высокоглиноземистых минералов (цифры в мелких кружках) группы рудопроявлений МГС: мономинеральные, 4 – Гольцовское (андалузит), 5 – Нойбинское (силлиманит); биминеральные (андалузит, кианит): 1 – Маяконское, 6 – Половинкинское; полиминеральные (андалузит, кианит, силлиманит): 7 – Вороговское, 8 – Нижне-Ведугинское, 9 – Неразгаданное, 10 – Малокийское, 11 – Кийское, 12 – Чиримбинское; 13 – Тасеевское гранат-ставролитовых сланцев; 8 – массивы щелочных сиенитов (1 – Кийский, 2 – Средне-Татарский); 9 – Приангарский рудный район железоалюминиевого сырья (бокситы и глиноземистые железные руды) с суммарными запасами 636,0 млн т [Одокий, Воропаева, Леоненко, 1988]: химический состав железоалюминиевого сырья в мас. %; 10 – меловой возраст бокситов; 11 – возможный открытый способ добычи; 12 – запасы (а) и прогнозные ресурсы (б) железоалюминиевого сырья; 13–14 – Сооружения проекта «Богучанское электро-металлургическое объединение» (БЭМО): 13 – действующий Богучанский алюминиевый металлургический завод, 14 – действующая Богучанская гидроэлектростанция. Дороги: 15 – железные, 16 – автомобильные, их значение а) общегосударственное, б) республиканское, в) местное

Fig. 2. The location scheme of distribution areas of Precambrian sedimentary–metamorphic rocks, potential for searching high-alumina minerals, within the Trans-Angara segment of the Yenisei Ridge

1 – areas, potential for sillimanite, 2 – finds of andalusite, sillimanite, and kyanite, 3 – ore occurrences of MGS, 4 – potentially chloritoid-bearing occurrences, 5 – finds of chloritoid, 6 – mica-garnet-staurolite schists, 7 – deposits (a) (T – Teya, P – Panimba); (b) occurrences of high-alumina minerals (V – Vorogovka, NZ – Nerazagadannoe, MK – Malokiya, KU – Kiya, C – Chirimba, N – Noiba, G – Golets, Pl – Polovinka), 8 – massifs of alkaline syenites (1, Kiya, 2, Middle Tatarka); (9–17) Cis-Angara area with reserves 636.0 mln t [Odokey, Voropaeva, Leonenko, 1988]: 9 – reserves (a) and inferred resources (b); 10 – Cretaceous age of the ore formation; 11 – possible open-cut mining, 12 – composition of ores, 13 – Boguchansk Smelter, 14 – Boguchansk hydroelectrostation, 15 – railways, 16 – highways of different level

Характеристика рудопроявлений высокоглиноземистых пород Северо-Енисейского кряжа

Characteristics of ore occurrences of high-alumina rocks of the North Yenisei Ridge

Рудопроявления МГС	Форма рудных тел	Протяженность/ мощность, м	Среднее содержание МГС, об. %	Среднее содержание Al_2O_3 , мас. %	Суммарные ресурсы руд, млн т
Панимбинское (And)	Линзообразная	650–1 200/ 400–750	16,1	20,7	2800
Тейское (Sill)	Линзообразная	1 100–2 900/ 50–100	16,5	19,2	300
Маяконское (And+Ky)	Линзообразная	900–1 000/80	15,0	19,4	44

Химический состав концентрата (мас. %): $Al_2O_3 = 54,57\%$, $SiO_2 = 41,00\%$, $TiO_2 = 0,32\%$, $Fe_2O_3 = 1,77\%$ при выходе $13,95\%$ и извлечении силлиманита 79% . Обогащение производилось также по флотационной схеме.

В 1979–1980-х гг. Немчанская партия Ангарской ГРЭ провела поисковые и горные работы на 21-м участке в Центральной части кряжа в пределах Северо-Енисейского и Мотыгинского районов и Эвенкийского национального округа Красноярского края. В результате были подтверждены перспективы Панимбинского и Тейского участков, по ним подсчитаны прогнозные ресурсы руд, в сумме составляющие 3,1 млрд т, но данная оценка ресурсов представляется несколько завышенной вследствие отсутствия изученности участков буровыми работами (см. табл. 1).

В последующем на базе составленной Карты метаморфизма Заангарья осуществлена типизация метаморфических пород и выделены перспективные площади развития МГС [Козлов, Лепезин, 1995]. В практическом отношении наибольший интерес представляют, прежде всего, метаморфические породы, содержащие силлиманит. Заметный прирост его запасов может быть достигнут к северо-востоку и юго-западу от Тейского месторождения в полосе шириной около 6 км и протяженностью 75–80 км (водоразделы рек Чапы–Теи–Енашимо). В качестве первоочередного для постановки поисковых работ может быть участок вблизи Каламинского гранитоидного массива (водораздел руч. Елизаветинского и Борзцовского). На основании проведенного анализа литолого-стратиграфических особенностей пород и эволюции метаморфизма нами выявлены новые перспективные площади палеопротерозойских метапелитов амфиболитовой фации свиты хребта Карпинского для поиска силлиманитовых руд и гранулированного кварца в юго-западном обрамлении Каламинского массива, требующие проведения деталь-

ных маршрутных и горных работ. В частности, в прилегающих к р. Тея районах была оконтурена зона распространения силлиманита площадью около 40 км^2 , где содержание глинозема в сланцах по штуфным пробам достигает 30 мас. \% (рис. 3). Встречаются среди них и кварц-силлиманитовые кварциты, близкие по составу к рудам Кяхтинского и Базыбайского месторождений. Среднестатистические составы руд, содержащих минералы группы силлиманита, разных рудопроявлений заангарской части показаны в табл. 2.

Рентгеноспектральные анализы андалузитов приведены в табл. 3. Они близки к теоретическому составу МГС. Из примесных компонентов в них присутствуют железо и марганец, но в предельно малых количествах.

В заключение данного раздела вкратце охарактеризуем проявления других высокоглиноземистых сланцев, которые пользуются широким распространением в мезо- и неопротерозойских осадочно-метаморфических комплексах Северо-Енисейского кряжа.

Хлоритоидсодержащие сланцы слагают обширные по площади поля в Ангаро-Питском и менее – в Ангаро-Тисском зеленосланцевых комплексах (см. рис. 10). В междуречье Горбилка, Пита, Ангары они тесно ассоциируют с метапесчаниками, углеродистыми филлитами, доломитами и строматолитовыми известняками, образуя стратифицированные (стратиформные) залежи с субгоризонтальным залеганием пластов в Ангаро-Питском железорудном бассейне в ослянской серии неопротерозоя (см. рис. 2). Первое появление мелких порфиробластов хлоритоида отмечено в метапелитах потоскуйской свиты, содержание которых несколько повышается в направлении к тунгусикской и ослянской сериям.

Значительная по содержанию минерализация хлоритоида установлена в метапелитах верхнепотоскуйской и нижнерыбинской подсвит, в мок-

ринской и нижнеангарской свитах. Установлено закономерное возрастание процентного содержания порфиروبластов хлоритоида от единичных пластинок в потоскуйской свите метапелитов до 20–30 об. % в нижнеангарской свите в зависимости от химического состава исходных пелитов и в направлении к ядрам синклиналиных структур. Распределение хлоритоида внутри продуктивных пластов также неоднородное и контролируется различиями в уровне железистости и глиноземистости исходных пород [Юдин, 1968]. Низкая степень метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев и присутствие в

разрезах маркирующих горизонтов известняков позволяет картировать их на многие километры по простиранию. Минералогический состав хлоритоидных сланцев: кварц, серицит, хлорит, хлоритоид. Количество хлоритоида в сланцах достигает максимум 30–40 об. %, содержание Al_2O_3 в сланцах составляет 23 мас. % (табл. 2). В Ангаро-Тисском комплексе заслуживает внимание район р. Морянихи, где хлоритоидные сланцы, коррелируемые по минеральному составу со сланцами киргитейской серии восточной части Северо-Енисейского кряжа, разбурены в крыльях Морянихинской антиклинали.

Таблица 2

Среднестатистические составы руд Северо-Енисейского кряжа, содержащих минералы группы силлиманита и хлоритоид

Table 2

Average statistical compositions of ores of the North Yenisei Ridge containing minerals of the sillimanite group and chloritoid

Группы МГС	Мономинеральные <i>And (Sil, Cld)</i>			Биминеральные <i>And+Ky</i>	Полиминеральные <i>And+Sil+Ky</i>
	1 (n = 98)	2 (n = 60)	3 (n = 37)		
Оксиды				4 (n = 11)	5 (n = 14)
SiO ₂	61,2±2,85	61,99±5,36	57,41±3,48	59,73±2,93	60,95±3,52
TiO ₂	1,07±0,05	0,86±0,19	1,34±0,88	0,81±0,06	0,96±0,23
Al ₂ O ₃	18,71±2,13	19,16±3,57	22,98±2,86	20,55±2,02	19,98±1,98
Fe ₂ O ₃	4,08±1,25	3,69±1,69	1,82±0,02	3,92±1,00	1,97±1,46
FeO	3,95±1,42	4,73±1,57	6,41±0,26	4,29±1,13	5,10±1,60
MnO	0,07±0,05	0,06±0,03	0,06±0,01	0,10±0,02	0,07±0,04
MgO	1,36±0,47	0,94±0,53	0,80±0,09	1,53±0,54	2,07±0,65
Na ₂ O	0,89±0,19	0,70±0,22	0,98±0,21	1,08±0,14	1,42±1,02
K ₂ O	3,77±0,67	2,98±0,70	2,46±1,00	4,01±0,48	3,42±0,51
П.п.п.	4,63±0,49	5,76±1,47	4,91±3,65	3,63±0,66	3,40±1,33

Примечание. 1–3 – мономинеральные высокоглиноземистые сланцы: 1 – *And* (Панимбинское рудопоявление), 2 – *Sil* (Тейское рудопоявление), 3 – *Cld* (бассейн рек Бол. Пит–Горбилук); 4 – биминеральные: *And+Ky* (Маяконское проявление); 5 – полиминеральные: *And+Sil+Ky* (Нижне–Ведугинское, Колороминское, Неразгаданное, Кийское проявления). Выборки 1, 2, 4, 5 – бороздковые пробы, 3 – штупные; n – число проб по которым производилось усреднение; средние значения (\bar{X}) приведены со стандартным отклонением, мас. %; п.п.п. – потери при прокаливании

Note. 1–3 – monomineral high-alumina shists: 1 – *And* (Panimba ore occurrence), 2 – *Sil* (Teya ore occurrence), 3 – *Cld* (Bol. Pit–Gorbilok river basin); 4 – biminerals: *And+Ky* (Mayakon occurrence); 5 – polymineral: *And+Sil+Ky* (Lower Veduga, Nerazgadannoe, Kiy manifestation). Samples 1, 2, 4, 5 – groove samples, 3 – hand samples. n is the number of samples over which averaging was performed; mean values (\bar{X}) are given with standard deviation, wt. %, п.п.п. – loss on ignition

Таблица 3

Рентгеноспектральные анализы андалузитов Панимбинского рудопоявления, мас. %

Table 3

X-ray spectral analyzes of andalusites of the Panimba ore occurrence, wt. %

№	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма	Формула
1	62,56	0,02	0,21	0,01	0,04	100,44	Al _{1,99} Si _{1,00} O ₅
2	63,10	–	0,24	–	0,03	99,66	Al _{2,02} Si _{0,98} O ₅
3	62,85	–	0,26	0,02	0,04	100,06	Al _{2,00} Si _{1,00} O ₅
4	62,78	0,05	0,24	–	0,01	99,74	Al _{2,01} Si _{0,99} O ₅
5	62,98	–	0,23	0,01	0,03	99,80	Al _{2,01} Si _{0,99} O ₅
6	62,80	–	0,21	0,01	0,03	99,56	Al _{2,01} Si _{0,99} O ₅
7	62,39	–	0,36	–	0,01	99,38	Al _{2,00} Si _{1,00} O ₅
8	63,25	0,01	0,24	–	0,04	99,56	Al _{2,02} Si _{0,98} O ₅
9	62,98	0,04	0,21	–	0,03	99,78	Al _{2,01} Si _{0,99} O ₅
10	62,84	0,02	0,26	0,02	0,04	99,84	Al _{2,01} Si _{0,99} O ₅
11	63,16	0,03	0,20	0,01	0,04	99,98	Al _{2,01} Si _{0,99} O ₅

Хлоритоид-кианитовые сланцы выявлены в Приангарском метаморфическом комплексе [Шибистов, 2002] (см. рис. 10). Развиты они локально в бассейне нижнего течения р. Ангара в сланцах свиты Сухого хребта неопротерозоя. Ширина зоны метапелитов, содержащих кианит и хлоритоид, включающих участки гранулированного кварца (по кварцевым песчаникам), составляет порядка 2 км. Зона их распространения в юго-западном направлении прослежена буровыми работами глубинного геологического картирования, где на простирании зоны «кианита» скважиной 176 вскрыты перспективные слюдяные кианит-гранат-ставролитовые кристаллические сланцы с жилами гранулированного кварца (мощность жил около 30 см) с крупными (до 5 см) кристаллами кианита.

Гранат-ставролитовые кристаллические сланцы (Тасеевское рудопроявление) выявлены в Приангарском метаморфическом комплексе в Кулаковском поднятии в правобережье нижнего течения р. Тасеевой (район пос. Слюдорудник) (см. рис. 10). Площади распространения ВГС приурочены к зоне ставролита высокоглиноземистых метапелитов сухопитской серии мезопротерозоя эпидот-амфиболитовой фации *LP/HT* метаморфизма. Кристаллические сланцы богаты крупными (3–5 см) порфиробластами ставролита (до 40–50 об. % в породе). По химическому составу (мас. %) железисто-глиноземистые метапелиты содержат $SiO_2 = 57,91–50,98$ и $Al_2O_3 = 22,39–27,95$, а состав их протолита отвечает железисто-глиноземистым глинам каолинитового состава [Likhanov, Reverdatto, 2008]. Практический интерес к ставролитовым сланцам может быть вызван их использованием в качестве нерудного природного сырья для ускорения процессов шлакообразования и десульфурации металла, разжижающих добавок в черной металлургии. Применение ставролитовых сланцев как флюса в алюминиевой металлургии требует проведения экспериментальных исследований.

Возможные пути вовлечения ВГС и глиноземсодержащих пород региона в металлургическое производство в Приангарье

Проанализируем возможные варианты переработки высокоглиноземистого сырья и возможности создания на их базе с применением новых технологий промышленных производств глинозема, силимина и алюминия. Ранее показаны перспективы использования комплексных безотходных руд – железоалюминиевого сырья (железистых бокситов, глиноземистых железных руд), которое пригодно для производства ферросилиция, глинозема и высокока-

чественного цементного сырья [Одокий, Воропаева, Леоненко, 1988; Жабин, 2012]. Однако не все алюможелезистые руды могут быть пригодны напрямую для комплексной переработки, поэтому требуется составление шихты с оптимальными параметрами железоалюминиевого сырья. Специализированными работами доказано, что для такой шихты в качестве добавок могут быть использованы также высокоглиноземистые сланцы, хлоритоид [Жабин, 2012], нефелиновые сиениты [Лепезин, Семин, 1989] и другие руды. В пределах Северо-Енисейского края кроме МГС (андалузит, силлиманит, кианит) могут быть использованы такие глиноземсодержащие руды, как бокситы, глиноземистые железные руды и нефелиновые сиениты [Лепезин, Семин, 1989].

Характеристика месторождений бокситов, алюминиевых железных руд и нефелиновых сиенитов

Особенно остро проблема дефицита глиноземного сырья стоит перед сибирскими заводами. В качестве перспективных в районе БоАЗ (рис. 10) могут рассматриваться два рудных района в правобережье р. Ангары: Чадобецкий бокситовый (1) и Приангарский бокситовый и алюминиевых железных руд (2) [Жабин, 2012]. Бокситы применительно к данному региону не могут рассматриваться единственным перспективным сырьем прежде всего в силу ограниченных их запасов.

Чадобецкий бокситовый район. В перспективе основным отечественным сырьем для производства алюминия предполагается использовать местные железистые бокситы – комплексное безотходное железоалюминиевое сырье Чадобецкой структуры [Шибистов, 2002; Жабин, 2012]. Поэтому охарактеризуем этот район более подробно.

К числу пригодных для промышленной эксплуатации вблизи БоАЗ относится Чадобецкая группа месторождений, в которую входят месторождение Центральное котловинного типа, месторождения Ибджибдек и Пуня карстового происхождения с общими запасами бокситов в 47,9 млн т, а также ряд рудопроявлений: Теринское, Огонь-Наки-тинское, Окуминское, Ламнанское, Полподское и Горелое. Все они находятся в Богучанском районе на Чадобецком поднятии Сибирской платформы вблизи БоАЗ. Большая часть их запасов (около 84 %) сосредоточена в Центральном месторождении, где выявлено 29 рудных тел, из которых 16 являются промышленными [Шибистов, 2002].

Месторождение Центральное находится в среднем течении р. Терины, расположено в 120 км

к северо-востоку от поселка Богучаны. Оно открыто в 1960 г., в 1962–1964 гг. проведена предварительная, а в 1967–1979 гг. детальная его разведка. Продуктивные отложения представлены бокситами, бурыми железняками, глинами. Минералогический состав бокситов: гиббсит, бемит, гетит, гематит, маггемит, магнетит. Среднее содержание Al_2O_3 в них равно 35,94 мас. %, $SiO_2 = 6,64$, $TiO_2 = 8,4$. В отличие от других месторождений бокситы здесь имеют сложный минералогический состав (об. %), содержат много оксида железа (30–40), TiO_2 до 10 % и соединений фосфора до 1,3 %.

Месторождение Ибджибдек открыто в 1961 г., находится в нижнем течении одноименного ручья, в 170 км на СВ от пос. Богучаны. В структурном плане оно приурочено к ЮЗ крылу Чадобецкого поднятия. По особенностям геологического строения сходно с месторождением Пуня. Мощность бокситоносных горизонтов составляет в среднем 35 м. Промышленное значение имеют восемь залежей, удаленных друг от друга на 100–1 050 м. Форма рудных тел линзовидная, реже гнездообразная. Рудные тела сложены каменистыми (24 % от общей массы руды), рыхлыми (34 %) и глинистыми (38 %) бокситами. По минералогическому составу они гиббситовые.

Месторождение Пуня расположено на водоразделе р. Пуня и руч. Огня, на южном склоне высоты с отметкой 346 м в 180 км на СВ от пос. Богучаны. Выявлено 10 промышленных залежей, локализуемых в карстовых воронках, вытянутых в меридиональном направлении.

В качестве железистой составляющей к чадобецким бокситам возможно использование гематитовых руд Чуктуконского рудопроявления [Жабин, 2012].

Чадобецкие бокситы традиционно рассматривались как обычное алюминиевое сырье. Исходя из этого осуществлялась и общая оценка их качества. В свое время Ангарской геологоразведочной экспедицией с Центрального месторождения была отобрана для технологических исследований крупнообъемная проба боксита (50 т) следующего химического состава (мас. %): $Al_2O_3 = 35,8$; $SiO_2 = 4,8$; $Fe_2O_3 = 29,8$; $TiO_2 = 7,7$; $Na_2O = 0,18$; $P_2O_5 = 1,3$; $CO_2 = 0,11$; п.п.п. = 19,52. Кроме того бокситы содержат редкие элементы (Sr, Nb, Ce, Y, Be, Cr, Zr, Ga, V). Чадобецкие бокситы характеризуются повышенным содержанием оксида железа, поэтому метод Байера и спекания к ним не применим.

Поиск рациональной технологической схемы переработки бокситов на глинозем проводился в Красноярской государственной академии цветных металлов и золота и на заводе «Сибэлектросталь» в 1963 г. [Семина, Пономаренко, Крут, 1968]. В дальнейшем работы были продолжены совместно с Уральским

политехническим институтом (г. Свердловск) [Кузнецов, Медведев, 1978]. Исследование возможностей комплексной переработки Чадобецких бокситов Центрального месторождения электротермическим методом проводилось в 1989–1990 гг. СНИИГГиМСом и ГПП «Красноярскгеология». Установлена возможность совместной переработки данных типов сырья на чугун и глинозем с хорошими технико-экономическими показателями. Кроме того, при выщелачивании бокситов при $T = 105–125$ °C происходит концентрирование в 1,5–2 раза редких элементов в красном шламе, так как все они, кроме галлия, не растворяются в щелочных растворах. Накапливаясь в оборотных щелочных растворах до определенной концентрации, галлий может быть выделен из них известными способами [Жабин, 2012].

Таким образом, основным источником редких элементов при комплексной переработке чадобецких бокситов являются красные шламы. Наиболее трудная операция в их переработке – это выделение железа. Ввиду того, что оксид железа в красном шламе находится в тонкодисперсной форме и тесном взаимопроращении с другими составляющими шлама, эффективное отделение железа возможно только восстановительной электроплавкой красного шлама [Семина, Пономаренко, Крут, 1968], при этом получают второй товарный продукт – чугун, а содержание редких элементов в шлаках после их дополнительной обработки может быть увеличено в 3–4 раза по сравнению с содержанием их в исходном сырье. Предварительные расчеты показали, что при комплексной переработке чадобецких бокситов на глинозем, чугун, диоксид титана и оксиды редких и редкоземельных металлов общая стоимость товарной продукции по сравнению с реализуемой по традиционной технологии резко возрастает, а предприятие, осуществляющее комплексную переработку бокситов, будет высокорентабельным.

Приангарский район бокситов и алюминиевых железных руд. Составляющими железозалюминиевого сырья в районе являются железистые бокситы Иркиневского выступа (Порожнинское, Киргитейское, Иркинское и Верхотурское) и глиноземистые гематитовые руды Ангаро-Питского синклиория (Нижнеангарское, Ишимбинское и Удоронгское месторождения) [Юдин, 1968]. Утвержденные запасы месторождений в Государственном комитете по запасам и химический состав руд охарактеризованы в [Жабин, 2012]. Железистые бокситы рассматриваются как глиноземистая добавка к гематитовым рудам при составлении железозалюминиевой шихты.

Нефелиновые сиениты. Поисковые работы на высокоглиноземистое сырье в Заангарье возобновились в 1978 г. в связи с расширением сырьевой базы Ачин-

ского глиноземного комбината. Основанием для этого послужили работы Красноярского института цветных металлов по изучению совместной переработки нефелиновых руд и концентратов МГС. К этому времени в регионе были выявлены и разведаны Среднетатарский и Кийский массивы нефелиновых сиенитов.

Среднетатарское месторождение нефелиновых сиенитов расположено на водоразделе рек Татарка и Погромная в 30 км к ССВ от п. Новоангарск и представлено Северным и Южным выходами [Цельковский, 2004]. Рассмотрим его подробнее, так как это месторождение по расстоянию располагается ближе к БоАЗ. В непосредственной близости от месторождения проходит линия электропередач 110 кВ. Южнее объекта, в левобережье р. Ангара, находится пос. Новоангарск и пристань, предназначенная для отгрузки свинцово-цинковых концентратов Горевского горно-обога-тельного комбината.

В пределах Северного выхода проводились геологоразведочные работы с проходкой канав, шурфов, копуш по сети близкой к 100 × 100 м и три профиля скважин колонкового бурения глубиной 100–300 м. По каталогу месторождений и проявлений Красноярского края оно обозначено как объект «Массив А № 100». В пределах месторождения выделены три участка: Центральный – сложен уртитам и ийолитами; Западный и Восточный представлены нефелиновыми сиенитами, причем Западный обладает наиболее качественными рудами с равномерным распределением полезных компонентов; он отнесен к месторождениям первой группы. Минералогический состав руд в пределах месторождения варьирует (об. %; в скобках по Западному участку): нефелин от 10 до 85 % (30,5 %), эгирин 4–30 % (4,5 %), полевые шпаты (альбит, микроклин, 65 %). Содержание глинозема в рудах (мас. %) 20–24 % (среднее 22,73 %), Na₂O = 3,1–11,1 %, K₂O = 4–6 % (табл. 4).

Продукты коры выветривания нефелиновых сиенитов имеют каолинит-галлуазитовый состав. Мощ-

ность зоны выветривания достигает 60 м, содержание Al₂O₃ = 32,2 мас. %. На месторождении отобраны две малые (вес по 100 кг) и одна большая (вес 100 т) технологические пробы. Характеристика минерального и химического состава руд, кор выветривания по сиенитам и технологических проб из Западного (проба № 10) и Восточного (проба № 11) участков Северного массива Среднетатарского месторождения нефелиновых сиенитов приведена в табл. 4. Характеристика руд и результаты лабораторных испытаний Всесоюзного алюминиево-магниевого института (ВАМИ) малых технологических проб отражены в табл. 5.

По заключению ВАМИ наиболее эффективной является гидрохимическая схема переработки тонкоизмельченных необогащенных руд. Технологическая проба весом 100 т подвержена неполным полужаводским испытаниям в лабораториях и опытном глиноземном цехе Канакерского алюминиевого завода (Армения). Химический анализ пробы (мас. %): SiO₂ = 56,52; Al₂O₃ = 23,84; TiO₂ = 0,13; Fe₂O₃ = 2,52; P₂O₅ = 0,046; CaO = 1,61; R₂O = 14,39; п.п.п. + H₂O = 1,71; SiO₂/Al₂O₃ = 4,16. Установлено, что извлечение глинозема из руды составляет 87,5–92,4 %, щелочей – 92,4 %, при этом достигается снижение кремниевого модуля в концентрате с 4,16 до 2,38. По результатам исследований отделом «Гипроалюминий» дано заключение, в котором рекомендовано для руд Среднетатарского месторождения при составлении технико-экономических обоснований и проектных кондиций использовать в качестве объекта-аналога показатели Ахтинского горно-химического комбината, сырьевой базой которого являются руды Тежсарского месторождения Кавказа. Запасы нефелиновых сиенитов Северного тела до горизонта +132,5 м (урез воды в р. Татарке) по категории С1+С2 составляют 3,9 млрд т. Аналогичное по составу и строению Южное тело обладает прогнозными ресурсами руды по категории Р1 около 1,5 млрд тонн.

Таблица 4

Характеристика минерального (об. %) и химического (мас. %) состава руд, кор выветривания по сиенитам и технологических проб из Западного и Восточного участков Северного массива Среднетатарского месторождения нефелиновых сиенитов по [Цельковский, 2004]

Table 4

Characteristics of the mineral (vol. %) and chemical (wt. %) composition of ores, weathering crusts based on syenites and technological samples from the western and eastern sections of the northern massif of the Srednetatarsk nepheline syenite deposit after [Tsel'ykovsky, 2004]

Компонент	Средние содержания, об. %					
	Участки			Кора выветривания	Технологические пробы	
	Западный	Центральный	Восточный		№ 10	№ 11
1	2	3	4	5	6	7
Минеральный состав, об. %						
<i>Nph</i>	30,5	35–85	10–25	–	–	–
<i>Eg</i>	4,5	15–30	4–10	–	–	–
<i>Ab+Kfs</i>	65	0–20	65–85	–	–	–

Компонент	Средние содержания, об. %					
	Участки			Кора выветривания	Технологические пробы	
	Западный	Центральный	Восточный		№ 10	№ 11
Химический состав, мас. %						
SiO ₂	55,39	50,74	53,48	53,31	56,10	54,35
TiO ₂	0,17	1,5–4,0	2,79	0,49	0,12	54,35
Al ₂ O ₃	22,73	20,08	20,83	23,94	22,90	22,89
Fe ₂ O ₃	3,33	6,99	5,75	5,66	2,45	3,90
MnO	0,12	0,28	0,16	0,22	0,04	0,09
MgO	0,22	1,5–3,5	0,49	0,60	0,18	0,20
CaO	1,57	3–8	2,52	1,11	0,84	2,30
Na ₂ O	9,86	8,45	8,34	3,08	11,05	9,22
K ₂ O	5,91	4,10	4,05	4,61	4,61	5,38
П.п.п.	1,69	1,52	2,73	6,10	0,55	2,03
FeO	–	–	–	–	0,38	1,50
P ₂ O ₅	–	–	–	–	следы	следы
S	–	–	–	–	0,007	0,01
Ga	–	–	–	–	0,0048	0,0034
Cl	–	–	–	–	0,15	0,31

Таблица 5

Результаты лабораторных испытаний ВАМИ малых технологических проб нефелиновых сиенитов

Table 5

Results of laboratory tests by the All-Union Aluminum-Magnesium Institute
of small technological samples of nepheline syenites

Метод переработки	Проект извлечения		Расход известняка на 1 т глинозема, т
	Al ₂ O ₃	Na ₂ O+K ₂ O	
Переработка концентрата после химического обогащения:			
по методу спекания	90,3–90,7	78,4–81,6	5,6
гидрохимический метод	93	95	2,9
гидрохимическая переработка необогащенной руды	92	90	5,4

Кийский массив нефелиновых сиенитов (возраст сиенитов ордовик–силур) расположен в приенисейской части Енисейского кряжа в 12 км выше устья р. Кия, правого притока р. Енисей, в 135 км к С-СЗ от райцентра и пристани на р. Енисей. Сравнительно со Среднетатарским месторождением этот объект значительно удален от БоАЗ. Нефелиновые сиениты его характеризуются относительно низким содержанием глинозема (20–22 мас. %). Поэтому перерабатывать их по технологии спекания, как это делается на Ачинском глиноземном комбинате, невозможно.

Вышеописанные особенности метаморфогенных и магматогенных глиноземистых и железисто-глиноземистых руд позволяют наметить перспективы производства глинозема по технологии спекания способом совместной переработки нефелиновых руд и концентратов МГС.

Нефелиновые сиениты характеризуются низким содержанием глинозема (до 23 мас. %), поэтому сами по себе они мало пригодны для производства глинозема по общепринятой технологии спекания, но их можно перерабатывать совместно с МГС. Та-

кой вариант ранее был предложен Г.Г. Лепезиным и В.Д. Семиным [1989] применительно к Ачинскому глиноземному комбинату. Добавление 30 % МГС (Al₂O₃ = 57 мас. %) к необогащенной нефелиновой породе (Al₂O₃ = 22 мас. %) поднимает количество глинозема в смеси до 32 мас. %. Наиболее качественные кольские нефелиновые руды имеют (мас. %): 28–29 % Al₂O₃, Кия-Шалтырские – 27 %, лучшие способы их обогащения дают 27–30 %, теоретическое содержание Al₂O₃ в нефелине 35,9 %. Если же смесь составить из 60 % концентрата МГС и 40 % нефелиновой руды, то доля Al₂O₃ в ней достигнет 43 мас. % и приблизится к его концентрации в бокситах. Практическая реализация данного предложения позволила бы использовать без обогащения нефелиновые руды с относительно низким содержанием глинозема.

Минералы группы силлиманита. В последние годы эта группа полиморфов Al₂SiO₅ приобретает все большее значение. Помимо производства огнеупоров, керамики, пропантов и другой высокотехнологичной продукции их можно использовать для полу-

чения силумина и алюминия [Лепезин, 1997; Лепезин, Горюнов, 1988; Лепезин и др., 2014]. Силумин – это сплав кремния и алюминия. В настоящее время его производят сплавлением электролитического алюминия и кристаллического кремния. Альтернативой данной технологии является электротермия. Детальный обзор становления и развития электротермии в России и мире в целом дан в [Салтыков, Баймаков, 2003]. Большой опыт исследований в этой области имеется в ВАМИ [Веригин, 1958; Калужский и др., 1978; Калужский, Добаткин, Гопиенко, 1980; Брусиков, Глазатов, Запщинский, 1987; Баймаков и др., 2007].

По многочисленным экспертным оценкам специалистов, такой способ получения силумина, а далее и алюминия, имеет следующие преимущества: 1) из производственного цикла исключается сложное и дорогостоящее производство глинозема, необходимое для электролитического получения алюминия;

2) мощность рудотермической печи намного выше мощности электролизера (одна печь производительностью в 10 тыс. т алюминия в год может заменить 30 электролизеров); 3) нет надобности преобразовывать переменный ток в постоянный, а это сокращает потери электроэнергии; 4) отпадает необходимость использовать фтористые соединения; 5) расход электроэнергии на единицу получаемой продукции снижается до 20 %, а ее себестоимость до 30 %; 6) капитальные затраты на строительство цеха с рудотермической печью на 30–40 % ниже капитальных затрат на строительство глиноземного и электролитического цехов.

Технико-экономические показатели электротермического способа получения алюминия и его сплавов по сравнению с электролитическим способом показаны в табл. 6. Производство силумина даже с использованием электролитического алюминия для разбавления дает значительный экономический эффект.

Таблица 6

Технико-экономические показатели электротермического способа получения алюминия и его сплавов по сравнению с электролитическим [Костюков, Киль, Никифоров, 1974], %

Table 6

Technical and economic indicators of the electrothermal method for producing aluminum and its alloys in comparison with the electrolytic one [Kostyukov, Kil, Nikiforov, 1974]

Показатель на 1 т продукта	Литейные алюминиевые сплавы	Деформируемые сплавы и алюминий	Силумин, получаемый разбавлением
Снижение кап. вложений	30–40	30–35	10–12
Снижение себестоимости	25–35	15–25	8–10
Снижение расхода электроэнергии		10–15	5–7
Повышение производительности труда	20–40		10

Технология электротермии ведет к снижению удельных и капитальных затрат. При этом доля их снижения напрямую зависит от единичной мощности рудотермической печи. Широкие перспективы ее увеличения открывает использование плазменного нагрева, который к предлагаемому способу производства алюминия и его сплавов позволяет: 1) получать высокие температуры при большой концентрации энергии в реакционном пространстве; 2) стабилизировать электрический режим работы печи при его независимости от электрических свойств шихты; 3) создавать высокое напряжение на плазменной дуге, позволяющее привлекать плазмотроны большей мощности при сравнительно небольшой силе тока; 4) работать в широком диапазоне температур в любой среде. При этом в качестве плазмообразующих могут использоваться аргон, водород, воздух, природный газ и их смеси.

По имеющимся публикациям, в случае применения плазмотрона в плавильном агрегате примерный расход электроэнергии составит 10–12 тыс. кВт/ч на

1 т кремний-алюминиевого сплава. Для сравнения отметим, что расход электроэнергии при электролитическом производстве 1 т алюминия превышает 15 тыс. кВт/ч.

Показательный пример преимущества электротермии дан в [Салтыков, Баймаков, 2003]. Ими проведены сравнительные расчеты экономической эффективности получения кремний-алюминиевых сплавов марок АК12М2МН и АК18 традиционным способом сплавления алюминия А0, А7 и кристаллического кремния и электротермическим методом из каолина и силлиманита. Рассмотрены следующие варианты: 1) для предприятий, имеющих собственное производство алюминия и кремния, снижение себестоимости 1 т сплавов, полученных электротермическим способом, в сравнении с синтетикой составит 90 долл. США; 2) для предприятий, имеющих собственное производство алюминия, но приобретающих кремний на рынке, аналогичный расчет дает снижение себестоимости на 150 долл. США; 3) для производителей сплавов, не имеющих собственных

производств алюминия и кремния, электротермический способ является наиболее предпочтительным и позволяет снизить себестоимость 1 т сплавов по сравнению с синтетикой на 214 долл. США. Эти примеры наглядно показывают экономические преимущества электротермического способа производства силикоалюминия по сравнению с ныне действующей технологией получения силумина сплавлением электролитического алюминия и кремния.

Запасы чадобецких бокситов составляют 106,4 млн т при среднем содержании компонентов (мас. %): $Al_2O_3 = 29,14$; $SiO_2 = 11,70$; $Fe_2O_3 = 32,68$; $TiO_2 = 8,66$; п.п.п. = 15,45. Месторождения бокситов подобного типа широко распространены в Нижнем Приангарье и Северо-Енисейском кряже (Туруханская, Татарская, Каменская, Приангарская группы и др.). Возможным источником глиноземистых железных руд в комплексном использовании всех видов сырья в перспективе могут рассматриваться месторождения осадочных железных руд (минерал гематит) Ангаро-Питского железорудного бассейна [Юдин, 1968] с запасами порядка 5 млрд т.

Заключение

На примере полиметаморфических комплексов высокоглиноземистых метапелитов Северо-Енисейского кряжа, характеризующихся присутствием полиморфов Al_2SiO_5 , обоснованы геологоструктурные, минералогическо-петрологические и изотопно-геохронологические свидетельства их полиметаморфической истории. В изученных ореолах наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий четко фиксируется по реакционным структурам и химической зональности минералов, конфигурации $P-T$ трендов и изотопным датировкам. Выявленные индикаторные признаки свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 в результате сложной полиметаморфической истории, обусловленной сменой разных тектонических обстановок. Отрицательным фактором при определении степени перспективности андалузитовых руд является низкотемпературный диафорез, проявленный вблизи гранитоидных массивов и в зонах разломов.

В Тейском метакомплексе установлены площади развития метапелитов регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, в пределах которых сосредоточены перспективные Панимбинское андалузитовое и Тейское силлиманитовое месторождения. Продукты наложенного кианит-силлиманитового типа метаморфизма в зоне надвигов образуют ряд биминеральных (андалузит-кианит) (Маяконское, Чиримбинское и др.) и полиминеральных (андалузит-кианит-силлиманит) (Во-

роговское, Ведугинское, Неразгаданное и др.) рудопроявлений. Наряду с многочисленными метаморфогенными проявлениями МГС в Северо-Енисейском кряже выявлены месторождения и рудопроявления и других высокоглиноземистых пород – хлоритоидных и гранат-ставролитовых сланцев, бокситов, глиноземистых железных руд и нефелиновых сиенитов. В перспективе метаморфогенные сланцы могут быть использованы как высокоглиноземистое сырье в комплексе с бокситами Чадобецкого, бокситами и глиноземистыми железными рудами Приангарского рудных районов и нефелиновыми рудами Среднетатарского и Кийского массивов.

Рассматривая транспортную инфраструктуру региона относительно вовлечения высокоглиноземистого сырья в промышленность, можно отметить, что Тейское и Панимбинское месторождения ВГС расположены северо-восточнее БоАЗ вблизи автодороги г. Енисейск (левый берег р. Енисей) – Брянка–Северо-Енисейск–Тея, приблизительно в 400 и 300 км соответственно. Наиболее перспективной представляется доставка ВГС Панимбинского месторождения андалузита, расположенного на автодороге на расстояние около 200 км до правого берега р. Енисей, и далее баржами вверх по Енисею и Ангаре до Богучан (расстояние около 400 км). Тейское месторождение силлиманита, расположенное в 50 км западнее пос. Тея, наиболее перспективное, но в плане его отработки менее экономично, так как для перевозки руд необходимо строительство дороги и моста через р. Тею.

БоАЗ расположен на левобережье р. Ангары в 40 км юго-западнее Богучан, тогда как месторождения и проявления МГС и другие объекты глиноземистого сырья (бокситы, глиноземистые железные руды, нефелиновые сиениты) находятся севернее р. Ангары. Удаленность их от БоАЗ создает определенные трудности в освоении перспективных объектов. В этом отношении актуальным является инвестиционный проект «Комплексное развитие Нижнего Приангарья» (2005), разработанный Институтом региональной политики, согласно которому проектируется инфраструктурное развитие региона.

Для транспортного обслуживания Богучанского алюминиевого завода, согласно принятой программы развития Нижнего Приангарья, на железнодорожной ветке Карабула–Решеты построена станция Пихтовая, которая соединяет железнодорожные пути общего пользования с путями БоАЗа. На первом этапе пропускная способность станции Пихтовая составит 1 млн т груза в год, затем будет увеличена до 2,1–2,2 млн т в год (260 вагонов/сут). Со временем развитие производственных мощностей и видов продукции завода потребует решения проблемы во-

влечения отечественного железобокситового сырья и ВГС.

Таким образом, анализ ресурсной базы глиноземсодержащих полезных ископаемых региона показывает, что в Северо-Енисейском крае открыт ряд перспективных метаморфогенных объектов ВГС, образование которых генетически связано с тектоно-метаморфическими процессами гренвилльской и байкальской орогении. Слагающие их МГС (андалузит,

кианит, силлиманит), а также ВГС, содержащие ставролит и хлоритоид, обладают достаточными ресурсами для их использования в промышленности совместно с разведанными месторождениями бокситов, глиноземистых железных руд и нефелиновых сиенитов. Реалистичность их вовлечения в металлургическое производство на БОАЗ на перспективу подтверждается принятием программ и проектов социально-экономического развития Приангарья.

Список источников

- Бабичев А.В., Ревердатто В.В., Полянский О.П., Лиханов И.И., Семенов А.Н.** Теплогенерация за счет трения в сдвиговых зонах коры как фактор метаморфизма и анатексиса: результаты численного моделирования // Доклады Академии наук. 2019. Т. 486, № 6. С. 704–708.
- Баймаков А.Ю., Глазатов А.Н., Русаков М.Р., Салтыков А.М.** Электротермия в производстве алюминия и алюминиево-кремниевых сплавов // Цветные металлы. 2007. № 8. С. 68–73.
- Бандман Н.К.** Избранные труды и продолжение начатого. Новосибирск : Изд-во ИЭОПП СО РАН, 2014. 447 с.
- Брусаков Ю.И., Глазатов А.Н., Запщинский И.С.** Изучение условий шлакообразования при электротермическом производстве алюминиево-кремниевых сплавов // Труды ВАМИ. Интенсификация производства продукции из алюминия, кремния и их сплавов. Л. : Изд-во ВАМИ, 1987. Т. 111. С. 67–77.
- Веригин В.Н.** Электротермический способ получения алюминия и его сплавов // Труды Восточно-Сибирского филиала АН СССР. 1958. Т. 2, № 13. С. 72–86.
- Жабин В.В.** Перспективы укрепления и развития сырьевой базы алюминиевой промышленности Сибири за счет использования безотходного и экологически чистого железобокситового сырья // Состояние и перспективы развития МСБ. 2012. № 4. С. 78–89.
- Калужский Н.А., Добаткин В.И., Гопненко В.Г.** Перспективы электротермического производства алюминиевых сплавов // Цветные металлы. 1980. № 1. С. 40–50.
- Калужский Н.А., Козлов В.М., Останин Ю.Д., Черняховский Л.В.** Использование плазменного нагрева для восстановления глиноземсодержащих материалов при получении алюминиевых сплавов // Труды ВАМИ. Литье и обработка алюминия. Ленинград: Изд-во ВАМИ, 1978. Т. 102. С. 59–63.
- Козлов П.С.** Проблемы петрологии и петрохимии андалузитовых сланцев Заангарья Енисейского края (на примере Панимбинского месторождения) // Проблемы геологии и металлогении Красноярского края. Новосибирск : Наука, 1989. С. 89–100.
- Козлов П.С., Лепезин Г.Г.** Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского края // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. С. 3–22.
- Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д.** Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона, Россия) // Геотектоника. 2020. Т. 54, № 1. С. 62–78.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлов В.Г., Ревердатто В.В.** Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском крае // Доклады Академии наук. 2006. Т. 408, № 4. С. 512–516.
- Костюков А.А., Киль И.Г., Никифоров В.П.** Справочник металлурга по цветным металлам. Производство алюминия. Разд. 5. М.: Металлургия, 1974. 560 с.
- Кузнецов С.И., Медведев Г.И.** Переработка высококремнистых продуктов обогащения чадобецких бокситов методом спекания // Цветная металлургия. 1978. № 4. С. 22–39.
- Лепезин Г.Г.** Месторождения и рудопоявления минералов группы силлиманита России и перспективы создания на их базе промышленного производства концентратов // Огнеупоры и техническая керамика. 1997. № 8. С. 27–32.
- Лепезин Г.Г.** Стратегия развития сырьевой базы алюминиевой промышленности России // Химия в интересах устойчивого развития. 2004. № 12. С. 511–516.
- Лепезин Г.Г.** Состояние сырьевой базы алюминиевой промышленности России и стратегия ее развития // Маркшейдерия и недропользование. 2005. № 2. С. 19–24.
- Лепезин Г.Г.** Минералы группы силлиманита – перспективный вид сырья для импортозамещения в огнеупорной отрасли России // Новые огнеупоры. 2016. № 5. С. 6–13.
- Лепезин Г.Г., Горюнов В.А.** Области применения минералов группы силлиманита. // Геология и геофизика. 1988. № 5. С. 80–87.
- Лепезин Г.Г., Семин В.Д.** Перспективы развития сырьевой базы алюминиевой промышленности Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 2. С. 85–95.
- Лепезин Г.Г., Шерман М.Л., Семин В.Д., Кравцов И.С.** Перспективы использования метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского края как источника высокоглиноземистого сырья // Геология и геофизика. 1979. № 12. С. 35–43.
- Лепезин Г.Г., Каргополов С.А., Жираковский В.А.** Минералы группы силлиманита как новое перспективное сырье для алюминиевой промышленности России // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 12. С. 1605–1617.

- Лепезин Г.Г., Аньшаков А.С., Фалеев В.А., Аввакумов Е.Г., Винокурова О.Б.** Плазмохимический способ получения силумина из минералов группы силлиманит // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456. С. 110–113.
- Лиханов И.И.** Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых роговиках в связи с проблемой устойчивости редких минеральных парагенезисов контактового метаморфизма // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 4. С. 301–312.
- Лиханов И.И.** Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020а. Т. 28, № 1. С. 4–22.
- Лиханов И.И.** Неустойчивость парагенезисов «тройной точки» Al_2SiO_5 как следствие полиметаморфизма высокоглиноземистых метапелитов // Петрология. 2020б. Т. 28, № 6. С. 610–627.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Нижнепротерозойские метапелиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия. 2011. Т. 49, № 3. С. 239–267.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014. Т. 52, № 1. С. 3–25.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Свидетельства полиметаморфической эволюции докембрийских геологических комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геосферные исследования. 2021. № 3. С. 19–41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Геохимия, обстановки формирования, состав и возраст протолита железисто-глиноземистых метапелитов Северо-Енисейского кряжа // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 507, № 1. С. 46–55.
- Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е., Кребс М., Мемми И.** Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метапелитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): минеральные ассоциации, Р-Т параметры и тектоническая модель // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1205–1220.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.** Минеральные равновесия и Р-Т диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH [K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O] // Петрология. 2005. Т. 13, № 1. С. 81–92.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411, № 2. С. 235–239.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е.** Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // Доклады Академии наук. 2007. Т. 412, № 6. С. 799–803.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008. Т. 46, № 1. С. 20–41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика. 2011а. Т. 52, № 10. С. 1593–1611.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е.** Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии наук. 2011б. Т. 436, № 4. С. 509–514.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar свидетельства гренвилльских событий на Енисейском кряже при формировании Тейского полиметаморфического комплекса // Геохимия. 2012. Т. 50, № 6. С. 607–614.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В.** Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // Доклады Академии наук. 2013а. Т. 450, № 6. С. 685–690.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В.** Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным Th-U-Pb датирования монацита и ксенотима в зональных гранатах // Доклады Академии наук. 2013б. Т. 450, № 3. С. 329–334.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48, № 5. С. 32–53.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В.** Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24, № 4. С. 423–440.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.** Аккреционная тектоника западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52, № 1. С. 28–51.
- Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С.** Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55, № 1. С. 41–65.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В.** Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 2. С. 312–332.
- Одокий Е.Н., Воропаева Н.П., Леоненко И.Н.** Расширение минерально-сырьевой базы алюминиевой промышленности за счет комплексных железо-алюминиевых руд. Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. М.: Наука, 1988. С. 47–51.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д.** Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431, № 4. С. 509–515.
- Постельников Е.С.** Вернепротерозойские структуры и формации восточного склона Енисейского кряжа // Бюллетень МОИП. 1990. Т. 65. С. 14–31.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю.** Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
- Салтыков А.М., Баймаков А.Ю.** Становление и развитие электротермического производства алюминий-кремниевых сплавов // Цветные металлы. 2003. № 7. С. 101–104.
- Семинов В.Д., Пономаренко В.В., Крут Ю.М.** Комплексное использование высококремнистых железных бокситов и глиноземистых железных концентратов. Известия вузов // Цветная металлургия. 1968. № 1. С. 45–49.
- Цельковский А.Ф.** Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 Горевского горнорудного района в пределах листов О-46-XV, VI (Усть-Ангарская площадь) (производственный отчет геологосъемочной группы за 1991–2000 гг.). Мотыгино, 2004. 303 с.

Черкасов Г.Н. Бокситы: методы генетических реконструкций и бокситовый потенциал России. Новосибирск : Изд-во СНИИГГиМС, 2015. 347 с.

Шибистов Б.В. Закономерности формирования и размещения континентальных бокситов : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Томск : ТПИ, 2002. 45 с.

Юдин Н.И. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. М. : Недра, 1968. 152 с.

Ague J.J. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites // *Geology*. 1991. V. 19. P. 855–858.

Chatterjee N.D., Johannes W.S. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$ // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1974. V. 48. P. 89–114.

Haas H., Holdaway M.J. Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite // *American Journal of Sciences*. 1973. V. 273. P. 348–357.

Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism // *Journal of Geology*. 1967. V. 75. P. 187–214.

Holdaway M.J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // *American Journal of Sciences*. 1971. V. 271. P. 97–131.

Kerrick D.M. The Al_2SiO_5 polymorphs / Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*. 1990. V. 22. P. 406.

Kozlov P.S. Metamorphism, P-T-t conditions of formation, and prospects for the practical use of Al_2O_5 polymorphs, chloritoid, and staurolite (Yenisei Ridge) // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2017. V. 110. P. 012010.

Le Breton N., Thompson A.B. Fluid-absent [dehydration] melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 99. P. 226–237.

Likhanov I.I. Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // *International Geology Review*. 1988. V. 30. P. 868–877.

Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In: Ferrero S., Lanari P., Gonsalves P. & Grosch E. G. (eds) *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts* // Geological Society, London, Special Publications. 2019. V. 478. P. 98–115.

Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // *Geosciences (Switzerland)*. 2022. V. 12 (11). P. 402.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisei Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures // *Acta Geologica Sinica (English Edition)*. 2007. V. 81. P. 409–423.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisei Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // *International Geology Review*. 2008. V. 50. P. 597–623.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisei Ridge, Siberia // *International Geology Review*. 2011. V. 53. P. 802–845.

Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*. 2017. V. 300. P. 315–331.

Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research*. 2019. V. 328. P. 128–145.

Likhanov I.I., Santosh M. The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // *Geological Journal*. 2020. V. 55(6). P. 4772–4789.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I. Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia) // *European Journal of Mineralogy*. 1994. V. 6 (1). P. 133–144.

Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*. 2004. V. 22. P. 743–762.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisei Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113(1). P. 391–410.

Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*. 2018. V. 304–307. P. 468–488.

Pattison D.R.M. Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole // *Scottish Journal of Geology*. 1992. V. 100. P. 423–446.

Pattison D.R.M. Instability of Al_2SiO_5 “triple point” assemblages in muscovite+biotite+quartz-bearing metapelites, with implications // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. P. 1414–1422.

Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. *The Nature and Models of Metamorphism*. Cham: Springer, 2019. 330 p.

Shaw D.M. Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry // *Geological Society of America Bulletin*. 1956. V. 67. P. 913–934.

Symmes G.H., Ferry J.M. The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. 1992. V. 10. P. 221–237.

Thompson J.B., Jr. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists // *American Mineralogist*. 1957. V. 42. P. 842–858.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. P. 185–187.

References

Babichev A.V., Reverdatto V.V., Polyansky O.P., Likhanov I.I., Semenov A.N. Heat generation due to friction in the shear crust zones as a factor of metamorphism and anatexis: the results of numerical simulation // *Doklady Earth Sciences*. 2019. V. 486. No 6. pp. 704–708. In Russian

Baymakov A.Y., Glazatov A.N., Rusakov M.R., Saltykov A.M. Electrothermics in the production of aluminum and aluminum-silicon alloys // *Tsvetnye Metally [Non-ferrous Metals]*. 2007. No. 8. pp. 68–73. In Russian

- Bandman N.K. *Izbrannyye trudy i prodolzheniye nachatogo* [Selected Works and the Continuation of Initiated Works]. Novosibirsk: Publishing house IEOPP SB RAS, 2014. 447 p. In Russian
- Brusakov Y.I., Glazatov A.N., Zapschinsky I.S. *Izucheniye usloviy shlakoobrazovaniya pri elektrotermicheskom proizvodstve alyuminiyevo-kremniyevykh splavov* [Study of slag formation conditions during electrothermal production of aluminum-silicon alloys] // *Trudy VAMI. Intensifikatsiya proizvodstva produktsii iz alyuminiya, kremniya i ikh splavov* [Proceedings of VAMI. Intensification of production of products from aluminum, silicon and their alloys]. Leningrad: VAMI Publ., 1987. No. 111. pp. 67–77. In Russian
- Verigin V.N. *Elektrotermicheskiy sposob polucheniya alyuminiya i yego splavov* [Electrothermal method for producing aluminum and its alloys] // *Trudy Vost.-Sib. Filiala AN SSSR* [Proceedings of East Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences]. Krasnoyarsk: EAB USSR AS Publ., 1958. V. 13. pp. 72–86. In Russian
- Zhabin V.V. *Perspektivy ukrepleniya i razvitiya syr'yevoy bazy alyuminiyevoy promyshlennosti Sibiri za schët ispol'zovaniya bezotkhodnogo i ekologicheskii chistogo zhelezoalyuminiyevogo syr'ya* [Development prospects of the mineral resource base of the aluminum industry of Siberia by using the non-waste and ecologically clean iron-aluminum raw material] // *Costoyaniye i perspektivy razvitiya MSB* [State and Development Perspectives of Mineral Resource Base]. 2012. No. 4. pp. 78–89. In Russian
- Kaluzhsky N.A., Dobatkin V.I., Gopienko V.G. *Perspektivy elektrotermicheskogo proizvodstva alyuminiyevykh splavov* [Prospects for electrothermal production of aluminum alloys] // *Tsvetnye Metally* [Non-ferrous Metals]. 1980. No. 1, pp. 40–50. In Russian
- Kaluzhsky N.A., Kozlov V.M., Ostanin Y.D., Chernyakhovskiy L.V. *Ispol'zovaniye plazmennogo nagreva dlya vosstanovleniya glinozemsoderzhashchikh materialov pri poluchenii alyuminiyevykh splavov* [The use of plasma heating for the reduction of alumina-containing materials in the production of aluminum alloys] // *Proceedings of VAMI. Casting and machining of aluminum*. Leningrad: VAMI Publ., 1978. No. 102. pp. 59–63. In Russian
- Kozlov P.S. *Problemy petrologii i petrokhimii andaluzitovykh slantsev Zaangar'ya Yeniseyskogo kryazha (na primere Panimbinskogo mestorozhdeniya)* [Problems of petrology and petrochemistry of the andalusite shales of the Transangarian Yenisei Ridge (on the example of the Panimba deposit)] // *Problems of Geology and Metallogeny of the Krasnoyarsk Territory*. Novosibirsk: Nauka, 1989, pp. 89–100. In Russian
- Kozlov P.S., Lepezin G.G. *Petrologiya, petrokhiymiya i metamorfizm porod Zaangar'ya Eniseyskogo kryazha* [Petrology, petrochemistry and metamorphism of the Transangarian rocks of the Yenisei Ridge] // *Geologiya i Geofizika*. 1995. V. 44. pp. 3–22. In Russian
- Kozlov P.S., Likhanov I.I., Zinoviev S.V., Khiller V.V. *Priangarskiy metamorficheskii kompleks (Yenisei Ridge): geological features, P–T conditions and age of metamorphism* // *Litosfera*. 2014. No 6. pp. 141–149. In Russian
- Kozlov P.S., Filippov Yu.F., Likhanov I.I., Nozhkin A.D. *Geodynamic model of the Neoproterozoic evolution of the Yenisei paleosubduction zone (western margin of the Siberian Craton), Russia* // *Geotectonics*. 2020. V. 54. No. 1. pp. 62–78. In Russian
- Korobeinikov S.N., Polyansky O.P., Likhanov I.I., Sverdlova V.G., Reverdatto V.V. *Mathematical modeling of overthrusting fault as a cause of andalusite–kyanite metamorphic zoning in the Yenisei Ridge* // *Doklady Earth Sciences*. 2006. V. 408. No 1. pp. 512–516. In Russian
- Kostyukov A.A., Kil I.G., Nikiforov V.P. *Spravochnik metallurga po tsvetnym metallam. Proizvodstvo alyuminiya* [Reference book of metallurgist on non-ferrous metals. Aluminum production]. Moscow: Metallurgiya Publ., 1974. 560 p. In Russian
- Kuznetsov S.I., Medvedev G.L. *Pererabotka vysoko-kremnistykh produktov obogashcheniya chadobetskiikh boksitov metodom spekaniya* [Processing of high-siliceous products of enrichment of Chadobets bauxites by the sintering method] // *Tsvetnye Metally* [Non-ferrous Metals]. 1978. No. 4, pp. 22–39. In Russian
- Lepezin G.G. *Mestorozhdeniya i rudoproyavleniya mineralov gruppy sillimanita Rossii i perspektivy sozdaniya na ikh baze promyshlennogo proizvodstva kontsentratsionnykh* [Deposits and ore occurrences of minerals of the sillimanite group of Russia and the prospects for creating industrial production of concentrates on their basis] // *Ogneupory and technical ceramics* [Refractories and Industrial Ceramics]. 1997. No. 8. pp. 27–32. In Russian
- Lepezin G.G. *Strategiya razvitiya syr'yevoy bazy alyuminiyevoy promyshlennosti Rossii* [Development strategy for the raw material base of the aluminum industry in Russia] // *Chemistry for sustainable development*. 2004. No. 12. pp. 511–516. In Russian
- Lepezin G.G. *Sostoyaniye syr'yevoy bazy alyuminiyevoy promyshlennosti Rossii i strategiya yeye razvitiya* [The state of the raw material base of the aluminum industry in Russia and the strategy of its development] // *Marksheyderiya i nedropol'zovaniye* [Mine surveying and subsoil use]. 2005. No. 2. pp. 19–24. In Russian
- Lepezin G.G. *Mineraly gruppy sillimanita – perspektivnyy vid syr'ya dlya importozameshcheniya v ogneupornoy otrasli Rossii* [Minerals of the sillimanite group – a promising type of raw material for import substitution in the refractory industry of Russia] // *Novyye ogneupory* [New refractories]. 2016. No. 5. pp. 6–13. In Russian
- Lepezin G.G., Goryunov V.A. *Applications of minerals of the sillimanite group* // *Geologiya i Geofizika*. 1988. V. 29. pp. 80–87. In Russian
- Lepezin G.G., Semin V.D. *Prospects for the development of the raw material base of the aluminum industry in Siberia* // *Geologiya i Geofizika*. 1989. V. 30. pp. 85–95. In Russian
- Lepezin G.G., Sherman M.L., Semin V.D., Kravtsov I.S. *Prospects for the use of metamorphic rocks of the Altai-Sayan folded region and the Yenisei ridge as a source of high-alumina raw materials* // *Geologiya i Geofizika*. 1979. V. 20. pp. 35–43. In Russian
- Lepezin G.G., Kargopolov S.A., Zhirakovskii V.Yu. *Sillimanite group minerals: a new promising raw material for the Russian aluminum-producing industry* // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51. No 12. pp. 1605–1617. In Russian
- Lepezin G.G., Anshakov A.S., Faleev V.A., Avvakumov E.G., Vinokurova O.B. *Plasma-chemical method of obtaining silumin from minerals of the sillimanite group* // *Doklady Earth Sciences*. 2014. V. 456. pp. 110–113. In Russian
- Likhanov I.I. *Mineral reactions in high-alumina ferriiferous metapelitic hornfelses in connection with the problem of stability of rare parageneses of contact metamorphism* // *Geologiya i Geofizika*. 2003. V. 44. No 4. pp. 305–316.
- Likhanov I.I. *Metamorphic indicators for collision, extension and shear zones geodynamic settings of the Earth's crust* // *Petrology*. 2020. V. 28. No 1. pp. 4–16. In Russian
- Likhanov I.I. *Instability of Al₂SiO₅ “triple point” assemblages as a consequence of polymetamorphism in Al-rich metapelites* // *Petrology*. 2020. V. 28. No 6. pp. 610–627. In Russian

- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Lower Proterozoic metapelites in the northern Yenisei Range: nature and age of protolith and the behaviour of material during collisional metamorphism // *Geochemistry International*. 2011. V. 49. No 3. pp. 239–267. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Geochemistry, age and petrogenesis of rocks from the Garevka metamorphic complex, Yenisey Ridge // *Geochemistry International*. 2014. V. 52. No 1. pp. 3–25. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Evidence for polymetamorphic evolution of the Precambrian geological complexes of the Transangarian Yenisei Ridge // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2021. No 3. pp. 19–41. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Geochemistry, formation settings, composition and age of the protolith for the Fe- and Al-rich metapelites of the North Yenisei Ridge // *Doklady Earth Sciences*. 2022. V. 507. No. 1. pp. 891–899. In Russian
- Likhanov I. I., Polyanskii O. P., Reverdatto V. V., Kozlov P. S., Vershinin A. E., Krebs M., Memmi I. Metamorphic evolution of high-alumina metapelites near the Panimba overthrust (Yenisei Range): mineral associations, P-T conditions, and tectonic model // *Geologiya i Geofizika*. 2001. V. 4. No 8. pp. 1205–1220. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Selyatizkii A.Y. Mineral equilibria and P-T diagram for Fe- and Al-rich metapelites in the KFMASH system (K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) // *Petrology*. 2005. V. 13. No 1. pp. 81–92. In Russian
- Likhanov I.I., Kozlov P.S., Popov N.V., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. Collision metamorphism as a result of thrusting in the Transangara region of the Yenisei Ridge // *Doklady Earth Sciences*. 2006. V. 411. No 2. pp. 235–239. In Russian
- Likhanov I.I., Kozlov P.S., Polyansky O.P., Popov N.V., Reverdatto V.V., Travin A.V., Vershinin A.E. Neoproterozoic age of collisional metamorphism in the Transangarian Yenisey Ridge: based on ^{40}Ar - ^{39}Ar data // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V. 412. No. 6. pp. 799–803. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. Fe- and Al-rich metapelites of the Teya sequence, Yenisei Range: geochemistry, protoliths and the behavior of their matter during metamorphism // *Geochemistry International*. 2008. V. 46. No. 1. pp. 20–41. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. Collision-related metamorphic complexes of the Yenisei Ridge: their evolution, ages, and exhumation rate // *Russian Geology and Geophysics*. 2011a. V. 52. No 10. pp. 1593–1611. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Vershinin A.E. The Teya polymetamorphic complex in the Transangarian Yenisei Ridge: an example of metamorphic superimposed zoning of low- and medium-pressure facies series // *Doklady Earth Sciences*. 2011b. V. 436. No. 4. pp. 509–514. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar evidence for Grenvillian activity in the Yenisey Ridge during formation of the Teya metamorphic complex // *Geochemistry International*. 2012. V. 50. No 6. pp. 607–614. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Zinov'ev S.V. The Neoproterozoic Trans-Angara dike belt, Yenisei Range, as an indicator of extension and breakup of Rodinia // *Doklady Earth Sciences*. 2013a. V. 450. No 2. pp. 685–690. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V. Neoproterozoic metamorphic evolution in the Transangarian Yenisei Ridge: evidence from monazite and xenotime geochronology // *Doklady Earth Sciences*. 2013b. V. 450. No 3. pp. 329–334. In Russian
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. Grenville tectonic events and evolution of the Yenisei Ridge at the western margin of the Siberian craton // *Geotectonics*. 2014. V. 48. No 5. pp. 32–53. In Russian
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Krylov A.A., Kozlov P.S., Khiller V.V. Metamorphic evolution of ultrahigh-temperature Fe- and Al-rich granulites in the South Yenisei Ridge and tectonic implications // *Petrology*. 2016. V. 24. No 4. pp. 423–440. In Russian
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Savko K.A. Accretionary tectonics of rock complexes in the western margin of the Siberian Craton // *Geotectonics*. 2018. V. 52. No. 1. pp. 28–51. In Russian
- Likhanov I.I., Zinoviev S.V., Kozlov P.S., Blastomylonite complexes of the western Yenisei Ridge (Eastern Siberia, Russia): geological position, metamorphic evolution, and geodynamic models // *Geotectonics*. 2021. V. 55. No. 1, pp. 41–65. In Russian
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Dmitrieva N.V. Late Paleoproterozoic volcanic associations in the southwestern Siberian craton (Angara-Kan block) // *Russian Geology and Geophysics*, 2016. V. 57. No. 2. pp. 312–332. In Russian
- Odokiy E.N., Voropaeva N.P., Leonenko I.N. *Rasshireniye mineral'no-syr'yevoy bazy alyuminiyevoy promyshlennosti za schet kompleksnykh zhelezo-alyuminiyevykh rud* [Expansion of the mineral and raw materials base of the aluminum industry at the expense of complex iron-aluminum ores] // *Bauxites and other ores of the aluminum industry*. Moscow: Nauka, 1988. pp. 47–51. In Russian
- Popov N.V., Likhanov I.I., Nozhkin A.D. Mesoproterozoic granitoid magmatism in the Trans-Angara Segment of the Yenisei Range: U-Pb evidence // *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 431. pp. 509–515. In Russian
- Postelnikov E.S. *Verkhneproterozoiyskiye struktury i formatsii vostochnogo sklona Yeniseyskogo kryazha* [Upper Proterozoic structures and formations of the eastern slope of the Yenisei Ridge] // *Bull. MOIP. Dept. geol.* 1990. V. 65. pp. 14–31. In Russian
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. *Priroda i modeli metamorfizma* [The Nature and Models of Metamorphism]. Novosibirsk: Publishing house "SB RAS". 2017. 331 p. In Russian
- Saltykov A.M., Baimakov A.Y. Formation and development of electrothermal production of aluminum-silicon alloys // *Tsvetnye Metally* [Non-ferrous Metals]. 2003. No. 7. pp. 101–104. In Russian
- Semin V.D., Ponomarenko V.V., Krut Y.M. *Kompleksnoye ispol'zovaniye vysokokremnistykh zheleznykh boksitov i glinozemistykh zheleznykh konsentratov* [Complex use of high-siliceous iron bauxite and aluminous iron concentrates] // *Izvestiya vuzov. Tsvetnaya metallurgiya* [Non-ferrous metallurgy]. 1968. No. 1. pp. 45–49. In Russian
- Tselykovsky A.F. *Geologicheskoye doizucheniye masshtaba 1:200 000 Gorevskogo gornorudnogo rayona v predelakh listov O-46-XV, VI (Ust'-Angarskaya ploshchad') (proizvodstvennyy otchot geologos'yomochnoy gruppy za 1991–2000 gg.)* [Additional geological exploration on a scale of 1: 200 000 of the Gorevsky mining region within sheets O-46-XV, VI (Ust'-Angarskaya area) (production report of the geological survey group for 1991-2000)]. Motygin, 2004. 303 p. In Russian
- Cherkasov G.N. *Boksity: metody geneticheskikh rekonstruktsiy i boksitovyy potentsial Rossii* [Bauxites: methods of genetic reconstruction and bauxite potential of Russia]. Novosibirsk: Publishing house SNIIGIMS, 2015. 347 p. In Russian
- Shibistov B.V. *Zakonmernosti formirovaniya i razmeshcheniya kontinental'nykh boksitov* [Regularities of the formation and distribution of continental bauxites]: Avtorefer. dis. doct. geol.-miner. nauk. Tomsk, 2002. 45 p. In Russian
- Yudin N.I. *Litologiya zhelezorudnykh mestorozhdeniy Angaro-Pitskogo basseyna* [Lithology of iron ore deposits in the Angara-Pitsky basin]. Moscow: Nedra, 1968. 152 p. In Russian

- Ague J.J. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites // *Geology*. 1991. V. 19. pp. 855–858.
- Chatterjee N.D., Johannes W.S. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$ // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1974. V. 48. pp. 89–114.
- Haas H., Holdaway M.J. Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite // *American Journal of Sciences*. 1973. V. 273. pp. 348–357.
- Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism // *Journal of Geology*. 1967. V. 75. pp. 187–214.
- Holdaway M.J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // *American Journal of Sciences*. 1971. V. 271. pp. 97–131.
- Kerrick D.M. The Al_2SiO_5 polymorphs / Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*. 1990. V. 22. p. 406.
- Kozlov P.S. Metamorphism, P-T-t conditions of formation, and prospects for the practical use of Al_2SiO_5 polymorphs, chloritoid, and staurolite [Yenisei Ridge] // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2017. V. 110. 012010.
- Le Breton N., Thompson A.B. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 99. pp. 226–237.
- Likhanov I.I. Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // *International Geology Review*. 1988. V. 30. pp. 868–877.
- Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In: Ferrero, S., Lanari P., Gonsalves P. & Grosch E.G. (eds) *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts* // Geological Society, London, Special Publications, 2019. V. 478, pp. 98–115.
- Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // *Geosciences (Switzerland)*. 2022. V. 12(11). 402.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures // *Acta Geologica Sinica [English Edition]*. 2007. V. 81. pp. 409–423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisey Ridge, Siberia // *International Geology Review*. 2011. V. 53. pp. 802–845.
- Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*. 2017. V. 300. pp. 315–331.
- Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research*. 2019. V. 328. pp. 128–145.
- Likhanov I.I., Santosh M. The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // *Geological Journal*. 2020. V. 55(6). pp. 4772–4789.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Vershinin A.E., Kozlov P.S. Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // *Lithos*. 2001. V. 58. pp. 55–80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*. 2004. V. 22. pp. 743–762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // *International Geology Review*. 2008. V. 50. pp. 597–623.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113(1). pp. 391–410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*. 2018. V. 304–307. pp. 468–488.
- Pattison D.R.M. Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole // *Scottish Journal of Geology*. 1992. V. 100. pp. 423–446.
- Pattison D.R.M. Instability of Al_2SiO_5 “triple point” assemblages in muscovite+biotite+quartz-bearing metapelites, with implications // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. pp. 1414–1422.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. *The Nature and Models of Metamorphism*. Cham: Springer, 2019. 330 p.
- Shaw D.M. Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry // *Geological Society of America Bulletin*. 1956. V. 67. pp. 913–934.
- Symmes G.H., Ferry J.M. The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. 1992. V. 10. pp. 221–237.
- Thompson J.B., Jr. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists // *American Mineralogist*. 1957. V. 42. pp. 842–858.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. pp. 185–187.

Информация об авторах:

Козлов П.С., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория региональной геологии и тектоники, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

E-mail: kozlov@igg.uran.ru

Лиханов И.И., доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория метаморфизма и метасоматоза, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: likh@igm.nsc.ru

Ревердатто В.В., академик РАН, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория метаморфизма и метасоматоза, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: rever@igm.nsc.ru

Сухоруков В.П., кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией прогнозно-металлогенических исследований, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: svp@igm.nsc.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Kozlov P.S., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Research Fellow, Laboratory of regional geology and tectonics, A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UrB RAS, Ekaterinburg, Russia
E-mail: likh@igm.nsc.ru

Likhanov I.I., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Principal Research Fellow, Laboratory of metamorphism and metasomatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: likh@igm.nsc.ru

Reverdatto V.V., Academician RAS, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Principal Research Fellow, Laboratory of metamorphism and metasomatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: rever@igm.nsc.ru

Sukhorukov V.P., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), head of Laboratory of predictive metallogenic research, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: svp@igm.nsc.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 11.11.2021; одобрена после рецензирования 15.01.2022; принята к публикации 06.11.2022

The article was submitted 11.11.2021; approved after reviewing 15.01.2022; accepted for publication 06.11.2022

ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 550.42: 552.3(571.513)

doi: 10.17223/25421379/25/2

ПРИРОДА ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ В ЩЕЛОЧНЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ СЕВЕРО-МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНЫ, ЮЖНАЯ СИБИРЬ

Василий Васильевич Врублевский¹, Алексей Дмитриевич Котельников², Феридэ Казенова³, Иван Олегович Кремер⁴, Платон Алексеевич Тишин⁵



^{1, 2, 3, 4, 5} Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

¹ vasvr@yandex.ru

² geokart@ggf.tsu.ru

³ feride.kazenova@mail.ru

⁴ kremer.ivan.1992@mail.ru

⁵ tishin_pa@mail.ru

Аннотация. Изучен изотопный состав кислорода разновозрастных базальтоидов в северной части Минусинского рифтогенного прогиба. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (от $-0,7$ до $+8,8$ ‰) в вулканитах указывают на мантийное происхождение первичных расплавов, а также на их коровую контаминацию с вероятным участием низкотемпературных гидротерм и метеорных вод. В отличие от субщелочных базальтов раннего девона, долериты пермо-триаса и позднемеловые базаниты являются магматическими производными более обогащенных HFS-элементами глубинных резервуаров. Предполагается, что гетерогенность источников базальтового вулканизма обусловлена процессами плюм-литосферного взаимодействия и декомпрессионного плавления модифицированной верхней мантии.

Ключевые слова: субщелочной базальт, долерит, базанит, изотопы кислорода, мантия, контаминация, Минусинский прогиб

Источник финансирования: исследования проведены за счет средств Российского научного фонда (проект № 22–27–00362).

Для цитирования: Врублевский В.В., Котельников А.Д., Казенова Ф., Кремер И.О., Тишин П.А. Природа изотопно-кислородной неоднородности в щелочных и субщелочных базальтах Северо-Минусинской впадины, Южная Сибирь // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 36–47. doi: 10.17223/25421379/25/2

Original article

doi: 10.17223/25421379/25/2

ORIGIN OF THE OXYGEN ISOTOPE HETEROGENEITY FOR ALKALINE AND SUBALKALINE BASALTS IN THE NORTHERN MINUSA DEPRESSION, SOUTHERN SIBERIA

Vassily V. Vrublevskii¹, Alexey D. Kotelnikov², Feride Kazenova³, Ivan O. Kremer⁴, Platon A. Tishin⁵

^{1, 2, 3, 4, 5} National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

¹ vasvr@yandex.ru

² geokart@ggf.tsu.ru

³ feride.kazenova@mail.ru

⁴ kremer.ivan.1992@mail.ru

⁵ tishin_pa@mail.ru

Abstract. In the Minusa trough of the Altai-Sayan paleorift area, basalt magmatism of different ages is manifested. In the northern part of the trough (the Northern Minusa Depression), Early Devonian subalkaline basalts predominate among its products, small intrusions of Permian-Triassic dolerites and diatremes of Late Cretaceous basanites are less common. The oxygen isotopic composition in whole-rock basaltoids was studied by the laser ablation method with preliminary laser-fluorination. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ ratio variations from $+5.4$ to $+7.6$ ‰ in basanites and dolerites are partially comparable with the MORB parameters and do not go beyond the range of intraplate oceanic and continental basalts. Apparently, this indicates the mantle origin of the primary melt and the presence of a sublithospheric plume substance in it. The values of $\delta^{18}\text{O} > +6$ ‰ in mafic rocks (up to

+ 8.8 ‰ in subalkaline basalts) may indicate crustal contamination of magma, but in most samples the equilibrium with "normal-magmatic" water is maintained. For some dolerites with a value of $\#Mg < 45$, an isotopic inversion with $\delta^{18}O$ from -0.7 to $+4$ ‰ is recorded, due to the probable participation of meteoric waters in a low-temperature hydrothermal fluid. According to the totality of data on isotopic composition and distribution of HFS elements in rocks, we assume that, unlike basalt eruptions in the Early Devonian, dolerite and especially basanite melts are derivatives of deeper and enriched reservoirs. Heterogeneity of magmatic sources was associated with the processes of plume-lithospheric interaction and decompression melting of the modified upper mantle.

Keywords: subalkaline basalt, dolerite, basanite, oxygen isotopes, mantle, contamination, Minusa trough

Source of financing: The study was supported by the Russian Science Foundation, grant no. 22-27-00362.

For citation: Vrublevskii V.V., Kotel'nikov A.D., Kazenova F., Kremer I.O., Tishin P.A. (2022) Origin of the oxygen isotope heterogeneity for alkaline and subalkaline basalts in the Northern Minusa depression, Southern Siberia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 36–47. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/25/2

Введение

Изотопный состав кислорода в изверженных породах является одним из индикаторов эволюции глубинных магм при их взаимодействии с веществом корового происхождения, метеорными водами и низкотемпературными гидротермами [Taylor, 1968; Taylor, Sheppard, 1986; Deines, 1989; Demeny et al., 1998; Покровский, 2000]. Продукты сублитосферной мантии, незатронутые контаминационными процессами, характеризуются очень однородным составом. По разным оценкам, величина $\delta^{18}O_{SMOW}$ в мантийных перидотитах и океанических базальтах варьирует в интервале $5,5 \pm 0,5$ и $5,7 \pm 0,2$ ‰ [Taylor, Sheppard, 1986; Ito, White, Gopel, 1987; Matthey, Lowry, Macpherson, 1994; Harmon, Hoefs, 1995; Eiler et al., 1997; Eiler, 2001]. Кроме того, частичное плавление мантии не сопровождается заметным фракционированием изотопов кислорода, что позволяет судить о природе источников первичных магм [Покровский, 2000].

В формировании многих изверженных провинций совместно участвуют производные внутриплитного базальтового магматизма разного возраста и уровня щелочности. В составе вулканических серий наряду с обычно доминирующими субщелочными базальтоидами выделяются нефелиниты, базаниты и тефриты [Furman, 1995; Trumbull et al., 2003; Jung et al., 2012; Hunt et al., 2012; Ernst, 2014; Медведев и др., 2020; Ярмолюк и др., 2020; Vorontsov et al., 2021]. Считается, что особенности их редкоэлементного и изотопного состава могут быть обусловлены изменением как масштабов плюм-литосферного взаимодействия, так и условий плавления глубинных протолитов. В этой связи диапазон значений $\delta^{18}O \approx 5-6$ ‰, установленный для подобных пород, будет являться важным признаком мантийного происхождения исходных магм.

Эффекты «телескопирования» разновозрастного базальтового магматизма наблюдаются в Центральном-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) [Ярмолюк

и др., 2020; Vorontsov et al., 2021]. Примером могут служить вулканы и малые интрузии, распространенные в Минусинском рифтогенном прогибе девона между каледонскими сооружениями Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна. Полученные нами первые данные по изотопному составу кислорода в субщелочных и щелочных базальтоидах позволяют более определенно судить об источниках первичных расплавов и характере их взаимодействия с коровым субстратом.

Геология и химические особенности базальтоидов

В Минусинском прогибе среди вулканических образований раннедевонские субщелочные базальты, характерные для формирующейся Алтае-Саянской рифтовой области [Vorontsov et al., 2021]. В северной части прогиба (Северо-Минусинская впадина) они образуют Копьевское куполовидное поднятие (рис. 1). Окружающие его терригенные и карбонатные отложения девона–раннего карбона прорваны дайками (до $10-40 \times 500-1500$ м) и мелкими ($\varnothing = 50-100$ м) штоками пермско-триасовых долеритов, а также поздне меловыми базанитовыми диатремами размером до 600 м в поперечнике. Эксплозивные трубки сосредоточены в виде трех ареалов (~ 200 км²) на северном, южном и западном флангах поднятия [Крюков, 1964; Malkovets et al., 2003].

Долериты и базаниты характеризуются повышенным содержанием TiO_2 (2–3,5 мас. %), переменной кремнекислотностью (SiO_2 41–49 мас. %) и щелочностью ($Na_2O + K_2O$ 2,4–5,8 мас. %). Менее титанистые (TiO_2 1–1,8 мас. %) субщелочные базальты девона имеют сходство с ними по TAS-параметрам (рис. 2, а). В долеритах наблюдается больше CaO (9–13 мас. %) и меньше MgO (5–8 мас. %), чем в базанитах (CaO 8–10 мас. %, MgO 7–11 мас. %). Снижение магнезиальности сопровождается уменьшением в породах концентраций совместимых микроэлементов (Cr 100–400, Ni 90–260, V 150–380, г/т). Базаль-

тоиды заметно различаются между собой по уровню и характеру накопления HFSE и LILE [Врублевский и др., 2022]. Спектры распределения микроэлементов в долеритах и базанитах имеют сходную конфигурацию с отчетливым Nb-Ta максимумом, который обычно отмечается для продуктов ОИВ-магматизма (рис. 2, *b*). В образовании долеритов и особенно девонских базальтов дополнительно могло участвовать вещество, подобное IAB и E-MORB (рис. 2, *b, c*), сохранившееся в виде фрагментов палеоокеанической окраины. Вариации отношения Zr/Nb от 1,8–2,4 в базанитах до 4–7,7 в долеритах свидетельствуют о генерации первичных расплавов в мантии с разным уровнем

обогащения HFSE (рис. 2, *d*). По этому показателю изученные породы аналогичны меловым и кайнозойским плюмовым щелочным базальтоидам Монголии, Забайкалья, Центральной Европы, Восточной и Южной Африки и сопоставимы с производными ОИВ-вулканизма как HIMU, так и EM типа (Zr/Nb 2,7–5,5 и 3,5–8,4 соответственно; по [Weaver, 1991]). В большинстве девонских субщелочных базальтов Копьевского купола фиксируются сравнительно высокие значения Zr/Nb \approx 12–18, сходные с составом гидратированной мантии подобно пермско-триасовым траппам и долеритам Кузнецкого и Тунгусского бассейнов (рис. 2, *d*).

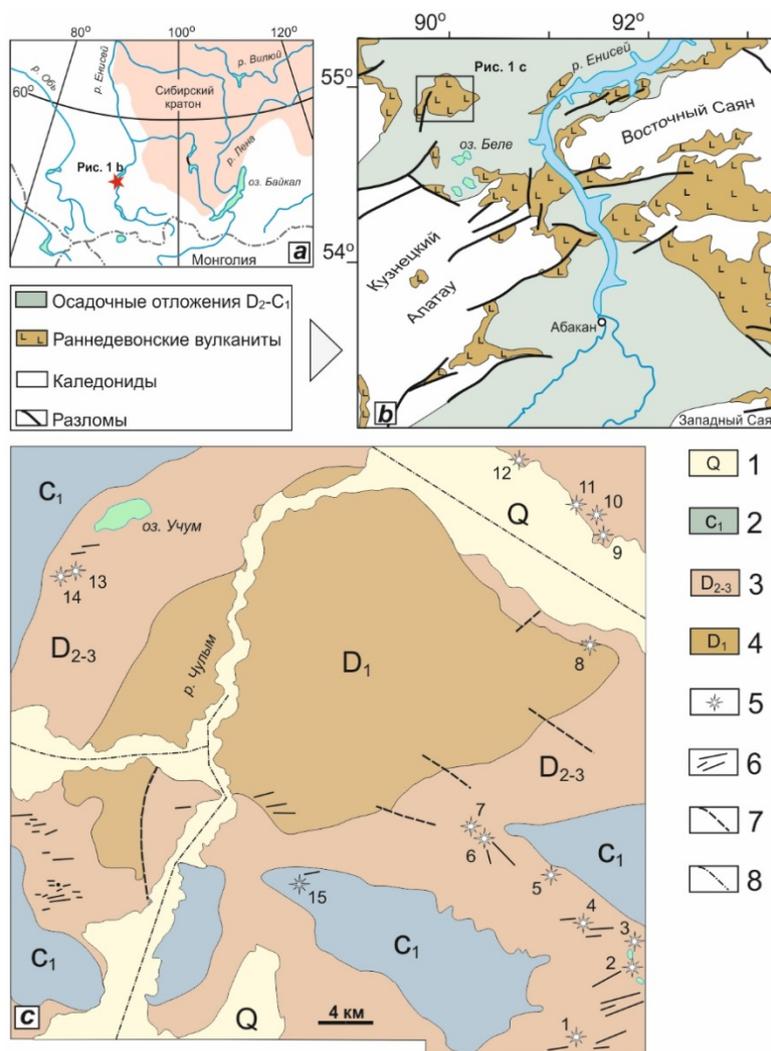


Рис 1. Расположение и геологическое строение Минусинского прогиба

a – географическое положение (красная звезда); *b* – геологическая схема Минусинского прогиба [Vorontsov et al., 2021]; *c* – строение Копьевского поднятия и ареалы распространения изученных диатрем базанитов и даек долеритов (литературные и наши данные). 1 – четвертичные отложения, 2 – терригенно-карбонатные отложения раннего карбона, 3 – терригенные отложения среднего и позднего девона, 4 – раннедевонские вулканиды, 5 – поздне меловые диатремы базанитов (вне масштаба), 6 – пермско-триасовые дайки долеритов (вне масштаба), 7 – дизъюнктивные нарушения, 8 – предполагаемые тектонические нарушения

Fig. 1. Location and geological structure of the Minusa trough

a – Geographical location (red star); *b* – Geological sketch of the Minusa trough [Vorontsov et al., 2021]; *c* – The Kopyev uplift structure and the areas of studied basanite diatremes and dolerite dikes (literature and our data). 1 – Quaternary deposits, 2 – Early Carboniferous clastic-carbonate sediments, 3 – Middle and Late Devonian clastics, 4 – Early Devonian volcanics, 5 – Late Cretaceous basanite diatremes (shown out of scale), 6 – Permian-Triassic dolerite dikes (shown out of scale), 7 – faults, 8 – suspected faults

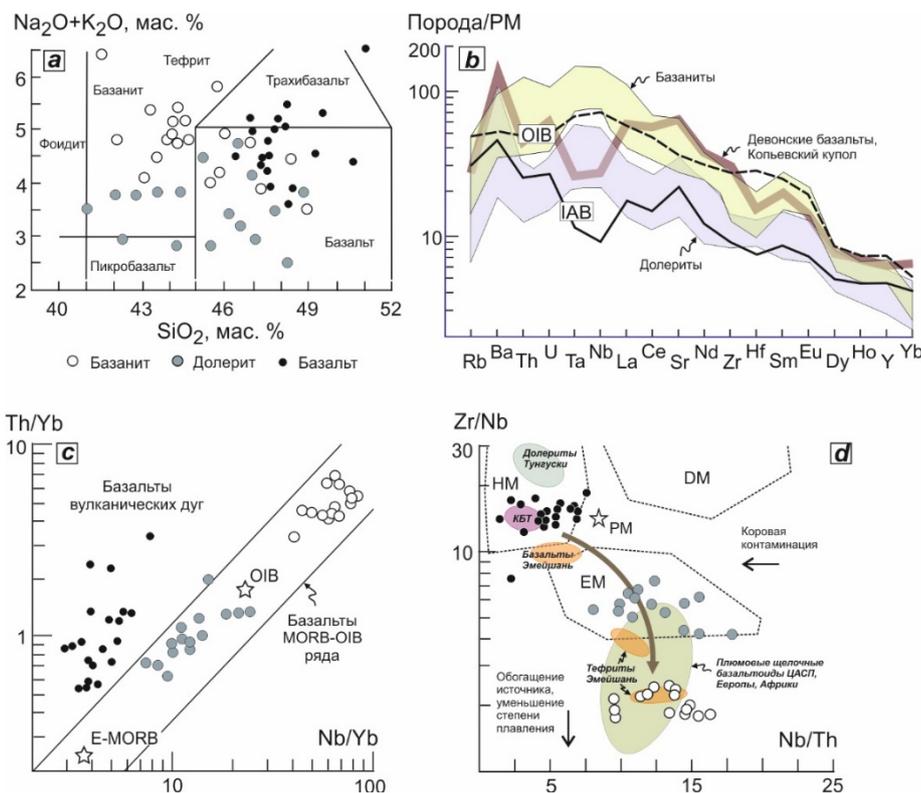


Рис. 2. Геохимические особенности базальтоидов Минусинского прогиба

a – петрохимическая TAS-систематика; *b* – распределение LILE и HFSE. PM = примитивная мантия [Sun, McDonough, 1989], средние составы базальтов океанических островов (OIB) [Sun, McDonough, 1989] и островных дуг (IAB) [Kelemen, Hangoj, Greene, 2003], девонские субщелочные базальты Копьевского купола (черные точки) [Воронцов, Федосеев, Андриющенко, 2013; Vorontsov et al., 2021; устное сообщение А.А. Воронцова]; *c* – Th/Yb–Nb/Yb диаграмма [Pearce, 2008]. E–MORB = средний состав обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов; *d* – Zr/Nb–Nb/Th [Condie, Shearer, 2017]. Выделены области магматических источников в гидратированной (HM), деплетированной (DM) и обогащенной (EM) мантии. Показаны составы плюмовых щелочных базальтоидов Азии (ЦАСП), Центральной Европы, Восточной и Южной Африки [Furman, 1995; Trumbull et al., 2003; Jung et al., 2012; Hunt et al., 2012; Castillo, Hilton, Halldórsson, 2014; Ярмолюк и др., 2020; Vorontsov et al., 2021], базальтов и тейфритов изверженной провинции Эмейшань [Song et al., 2008], траппов Кузнецкого прогиба (КБТ) [Svetlitskaya, Nevolko, 2016], долеритовых силлов бассейна р. Тунгуски [Callegaro et al., 2021]. Вероятный тренд эволюции мантийных источников базальтоидов Минусинского прогиба указан стрелкой. Химические анализы выполнены методами ICP–OES и ICP–MS на оборудовании ЦКП ТГУ «Геохимия природных систем» (грант Минобрнауки РФ 075–15–2021–693/13.ЦКП.21.0012)

Fig. 2. Geochemical features of the Minusa trough basalts

a – Chemical TAS-systematics; *b* – LILE and HFSE distribution. PM = primitive mantle [Sun, McDonough, 1989], and average compositions of oceanic island basalts (OIB) [Sun, McDonough, 1989], island-arc basalts (IAB) [Kelemen, Hangoj, Greene, 2003], and Devonian subalkaline basalts of the Kopyevo dome (black points) [Vorontsov, Fedoseev, Andryushchenko, 2013; Vorontsov et al., 2021; oral report by A.A. Vorontsov] are shown; *c* – Th/Yb–Nb/Yb diagram [Pearce, 2008]. E–MORB = average composition of enriched mid-ocean ridge basalts; *d* – Zr/Nb–Nb/Th [Condie, Shearer, 2017]. The areas of magmatic sources in the hydrated (HM), depleted (DM) and enriched (EM) mantle are identified. The compositions of the Asia (CAFEB), Central Europe, and East and South Africa plume alkaline basalts [Furman, 1995; Trumbull et al., 2003; Jung et al., 2012; Hunt et al., 2012; Castillo, Hilton, Halldórsson, 2014; Ярмолюк и др., 2020; Vorontsov et al., 2021], basalts and tephrites of the Emeishan igneous province [Song et al., 2008], Kuznetsk basin traps (KBT) [Svetlitskaya, Nevolko, 2016], and dolerite sills of the Tunguska River basin [Callegaro et al., 2021] are shown. The probable trend for evolution of mantle sources of the Minusa trough basalts is indicated by the arrow. Chemical analyses were performed by ICP–OES and ICP–MS methods on the equipment of the TSU Analytical Center of Natural Systems Geochemistry (by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation grant no. 075–15–2021–693/no. 13.RFC.21.0012)

Согласно моделям, имитирующим условия генерации мафитовых магм, происхождение наиболее обогащенных HFS- и LIL-элементами базальтов связано с процессом декомпрессионного плавления ($\approx 1-2\%$) лерцолита гранат-шпинелевой фации в субконтинентальной литосферной мантии [Врублев-

ский и др., 2022]. Ксенолиты подобных перидотитов наблюдаются в некоторых диатремах вблизи Копьевского поднятия [Malkovets et al., 2003]. Образование долеритовой магмы могло происходить при частичном ($\approx 2-5\%$) изобарном плавлении менее глубинного шпинелевого лерцолита и воздействии суб-

литосферного мантийного плюма. Девонские субщелочные базальты Копьевского поднятия представляют собой продукты низкой степени (1–4 %) плавления шпинелевого лерцолита.

Методика и результаты изотопного анализа кислорода в базальтоидах

Измерение изотопного состава кислорода в валовых пробах базальтоидов выполнено сотрудниками Геологического института СО РАН (Улан-Удэ) на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT-253 с двойной системой напуска. При подготовке образцов к анализу применялся метод лазерного фторирования с BrF_5 . Выделение O_2 из силикатной матрицы осуществлялось в режиме лазерной абляции [Sharp, 1990] на установке MIR 10–30 с CO_2 -лазером (100 ватт, $\lambda = 10,6$ мкм) и вакуумной магистралью для очистки выделенного газа. Нагрев до 1 000 °C дает возможность анализировать тугоплавкие минералы (оливин, циркон, гранат). Процесс полного сгорания образца фиксируется визуально по монитору. При высокой температуре и скорости реакции возможность фракционирования изотопов кислорода и загрязнение газа атмосферными примесями практически исключены.

Результаты изотопного анализа пород представлены в таблице. Величина $\delta^{18}\text{O}$ приведена в промилле относительно значения V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Аналитическая ошибка (1 s) определения $\delta^{18}\text{O}$ не превышает $\pm 0,2$ ‰. Достоверность результатов контролировалась измерениями лабораторных (кварц ГИ-1, Polaris) и международных (кварц NBS-28, биотит NBS-30) стандартов.

Изотопный состав кислорода в базанитах неоднороден и характеризуется вариациями значений $\delta^{18}\text{O}$ в интервалах от +5,44 до 5,94 ‰ для диатрем северного ареала (за исключением Марской трубки) и от +6,39 до +7,07 ‰ (главным образом, диатремы южного ареала). Очевидно, только средняя величина $\delta^{18}\text{O} + 5,73$ ‰ для первой группы значений совпадает с диапазоном $5,7 \pm 0,2$ ‰ в производных мантии (рис. 3). В долеритах также проявлена дискретность отношений $\delta^{18}\text{O}$. Наряду с относительно обогащенными тяжелым ^{18}O разновидностями ($\delta^{18}\text{O}$ от +6,49 до +7,64 ‰) встречаются породы (отдельные участки в дайках?) с более «легким» ($\delta^{18}\text{O}$ от –0,68 до +4,03 ‰) изотопным составом кислорода. По сравнению с базанитами и долеритами, самые высокие значения $\delta^{18}\text{O} = +8,8$ ‰ получены для двух образцов девонских субщелочных базальтов Копьевского поднятия (рис. 3).

Изотопный состав кислорода в базальтоидах Минусинского прогиба

Oxygen isotopic composition for Minusa trough basaltoids

Эруптивное тело, локализация	Порода	Образец	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	#Mg	SiO_2 , мас. %	LOI, мас. %
Трубка Бараджульская	Базанит	T01/2	+6,39	57,9	43,27	1,20
Трубка Тергешская	»	T02/2	+6,63	55,1	44,28	2,34
Трубка Чебалдагская	»	T03/2	+6,85	58,0	47,24	0,88
Трубка Красноозерская	»	T04/1	+6,75	58,0	43,88	0,63
Трубка Беле	»	K-8/2	+7,07	47,6	48,99	1,72
Трубка Марская	»	T10/1	+5,44	49,6	45,71	1,65
»	»	0204	+5,84	49,4	48,37	1,36
Трубка Высота 465	»	T05/2	+5,92	53,1	44,12	0,87
Трубка Конгаровская	»	T06/2	+5,75	62,9	42,06	2,13
»	»	T06/3	+5,46	58,2	44,60	1,93
Трубка Три брата	»	T07/2	+5,94	53,8	44,81	0,74
Трубка Камыштинская-2	»	T09/1	+6,90	44,7	43,98	1,27
Дайки, заповедник Подзаплоты	Долерит	ПП2А	+7,64	45,7	46,91	1,18
		ПК1	–0,68	34,9	42,68	2,86
Дайки, оз. Черное	»	K-2/2	+3,14	44,6	46,52	3,69
		092	+2,91	44,7	44,37	2,54
Дайки, оз. Беле	»	K-9/1	+7,17	45,2	48,72	2,79
		K-6/5	+4,03	44,9	47,00	4,81
Дайка, оз. Учум	»	064	+6,51	49,5	44,04	3,85
Шток, г. Чирья	»	ПП6	+6,49	52,3	46,10	2,12
Дайка, зап. Подзаплоты	Базальт	012	+8,78	55,9	49,25	3,39
Дайка, д. Копьево	»	141	+8,75	43,2	48,12	1,88

Примечание. #Mg = 100MgO/(MgO + FeO), мол. %. LOI – потери при прокаливании.

Note. #Mg = 100MgO/(MgO + FeO), mol. %. LOI – loss on ignition.

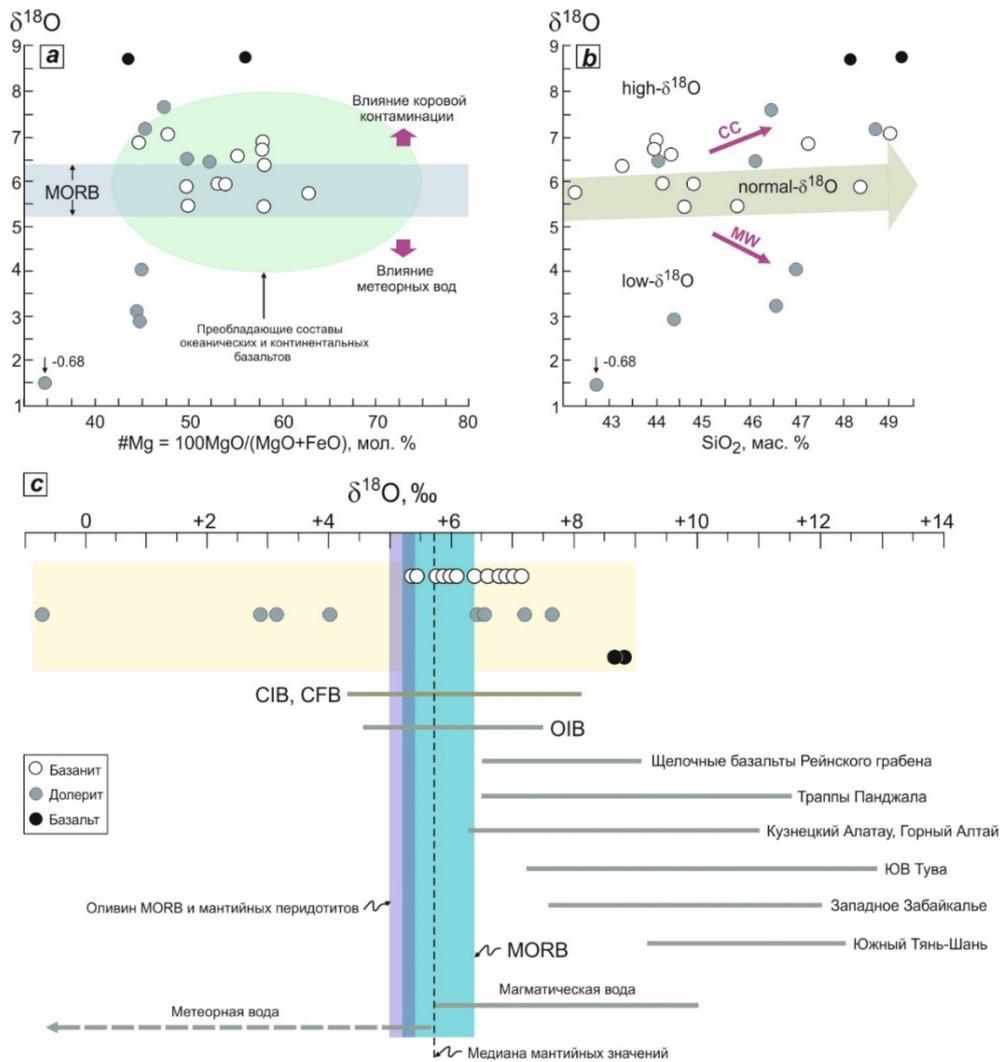


Рис. 3. Изотопный состав кислорода в базальтоидах Минусинского прогиба

$a - \delta^{18}\text{O} - \#Mg$ диаграмма: показаны область преобладающих составов океанических и континентальных базальтов, MORB-диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$, по [Harmon, Hoefs, 1995], изотопные сдвиги (стрелки сиреневого цвета), по [Покровский, 2000]; $b - \delta^{18}\text{O} - \text{SiO}_2$ диаграмма: показаны области дифференцированных магматических серий с высокими (high- $\delta^{18}\text{O}$), нормальными (normal- $\delta^{18}\text{O}$) и низкими (low- $\delta^{18}\text{O}$) изотопными соотношениями, по [Troch et al., 2020]. Стрелками «CC» и «MW» обозначены тренды значений $\delta^{18}\text{O}$ в результате коровой контаминации или воздействия метеорных вод соответственно; c – сравнение базальтоидов по соотношению изотопов кислорода: OIB = базальты океанических островов, CIB = внутриплитные континентальные базальты, CFB = континентальные платобазальты, MORB = базальты срединно-океанических хребтов [Harmon, Hoefs, 1995]. Показаны составы оливина в мантийных перидотитах и MORB [Mattey, Lowry, Macpherson, 1994; Eiler et al., 1997], щелочного базальта, базанита и нефелинита Рейнского грабен-рифта (Центральная Европа) [Jung, Hoernes, 2000], траппов Панджала (СЗ Индия) [Shellnutt, Rehman, Manu Prasanth, 2021], медиана мантийных значений [Rollinson, 1993] и диапазон магматической и метеорной воды [Rollinson, 1993; Покровский, 2000]. Данные по щелочным и субщелочным изверженным породам Кузнецкого Алатау, юго-востока Горного Алтая, нагорья Сангилен в Юго-Восточной Туве, Витимского плато в Западном Забайкалье, Южного Тянь-Шаня, по [Покровский и др., 1998; Doroshkevich et al., 2012; Врублевский и др., 2012; Врублевский, Котельников, Изох, 2018; Vrublevskii et al., 2018, 2020; Врублевский, Гертнер, 2021]

Fig. 3. Oxygen isotopic composition in the Minusa trough basalts

$a - \delta^{18}\text{O}$ vs. $\#Mg$ plot: the area of predominant oceanic and continental basalts, the range of MORB $\delta^{18}\text{O}$ values [Harmon, Hoefs, 1995], and isotopic shifts (purple arrows) [Pokrovsky, 2000] are shown; $b - \delta^{18}\text{O}$ vs. SiO_2 plot: the areas of differentiated magmatic series with high- $\delta^{18}\text{O}$, normal- $\delta^{18}\text{O}$ and low- $\delta^{18}\text{O}$ values [Troch et al., 2020] are shown. The arrows «CC» and «MW» mark the trends of $\delta^{18}\text{O}$ -values because of crustal contamination or the influence of meteoric waters, respectively; c – Comparison of basalts by oxygen isotope ratio: OIB = oceanic islands basalts, CIB = intraplate continental basalts, CFB = continental flood basalts, MORB = mid-ocean ridge basalts [Harmon, Hoefs, 1995]. The compositions of olivine in mantle peridotites and MORB [Mattey, Lowry, Macpherson, 1994; Eiler et al., 1997], alkaline basalt, basanite and nephelinite of the Rhine graben (Central Europe) [Jung, Hoernes, 2000], Panjal traps (NW India) [Shellnutt, Rehman, Manu Prasanth, 2021], median of mantle values [Rollinson, 1993], and the range of magmatic and meteoric waters [Rollinson, 1993; Pokrovsky, 2000] are shown. Data for alkaline and subalkaline igneous rocks on the Kuznetsk Alatau, Russian Altai, Southeastern Tuva, Western Transbaikalia and Southern Tien-Shan are given by [Pokrovsky et al., 1998; Doroshkevich et al., 2012; Vrublevskii et al., 2012, 2018, 2020; Vrublevskii, Kotel'nikov, Izokh, 2018; Vrublevskii, Gertner, 2021]

Обсуждение результатов и выводы

Наряду с геодинамической обстановкой и составом источников базальтового магматизма, важное значение в его геохимической эволюции имеют масштабы дифференциации мафитовых сублито-сферных расплавов и характер их взаимодействия с разнородным субстратом самой литосферы. По разным оценкам, область значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ для мантийных производных ограничивается узким интервалом от +5,5 до +5,9 ‰ [Harmon, Hoefs, 1995; Eiler et al., 1997, 2000; Покровский, 2000; Troch et al., 2020]. Сходным составом ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от +5 до +5,4 ‰) обладает оливин в ксенолитах верхнемантийных перидотитов и в базальтах срединно-океанических хребтов [Mattey, Lowry, Macpherson, 1994; Eiler et al., 1997]. При этом считается, что более значительные отклонения относительно $\delta^{18}\text{O}$ -медианы в расплавах и изверженных породах могут быть обусловлены либо природой магматического источника и процессами фракционирования изотопов кислорода, либо влиянием коровой контаминации, субдукционных флюидов и атмосферных вод.

Магматические источники базальтоидов.

Особенности изотопного состава кислорода в изученных базанитах свидетельствуют о мантийном происхождении их первичного расплава. Большая часть значений $\delta^{18}\text{O}$ в породах с $\#Mg \approx 45\text{--}63$ находится в MORB- и OIB-диапазоне и согласуется с трендом $\delta^{18}\text{O}\text{--SiO}_2$ в дифференцированных вулканических сериях (см. рис. 3, *a, b*; таблица). При этом вещество наименее обогащенных ^{18}O базанитов ($\delta^{18}\text{O} +5,7$ ‰, $n = 6$) из диатрем Марская, Высота 465, Конгаровская и Три брата фактически сопоставимо с хондритовым эталоном (рис. 3, *c*). Составы неизмененных долеритов с $\#Mg > 45$ и $\delta^{18}\text{O}$ от +6,5 до +7,6 ‰ тоже не выходят за пределы интервала значений, характерных для внутриплитных океанических (OIB) и континентальных (CIB, CFB) базальтов (рис. 3, *a, b*; таблица). Это позволяет предполагать мантийный уровень генерации исходного расплава и присутствие плюмового вещества. Девонские базальты Минусинского палеорифта также связывают с деятельностью сублитосферного плюма [Vorontsov et al., 2021], однако эти породы обладают наиболее «тяжелым» ($\delta^{18}\text{O} +8,8$ ‰) изотопным составом, маскирующим $\delta^{18}\text{O}$ -метки магматического источника.

На основании изотопных Nd–Sr–Pb данных по разновозрастным вулcano-плутоническим комплексам Азии, Европы и Африки считается, что в процесс генерации базальтовой, в том числе щелочно-мафитовой магмы может быть вовлечено вещество умеренно деплетированной (PREMA = prevalent

mantle или HIMU = high μ) и обогащенной (EM = enriched mantle) мантии [Furman, 1995; Jung, Hoernes, 2000; Bogaard, Wörner, 2003; Trumbull et al., 2003; Song et al., 2008; Zhang, Liu, Guo, 2010; Jung et al., 2012; Врублевский и др., 2012; Doroshkevich et al., 2012; Castillo, Hilton, Halldórsson, 2014; Shellnutt, 2014; Yarmolyuk et al., 2015; Vrublevskii et al., 2019, 2020, 2021; Ярмолук и др., 2020; Врублевский, Гертнер, 2021; Vorontsov et al., 2021]. Допускается его смешение, а также непосредственная экстракция расплавов из модифицированной литосферной мантии. Как правило, формирование ассоциаций магматических пород с подобным изотопным составом связывают с деятельностью мантийного плюма (горячей точки OIB-типа).

Особенности распределения HFS (high field strength)-элементов в базанитах и долеритах Минусинского прогиба свидетельствуют о геохимическом сходстве их первичных расплавов с производными OIB-магматизма (см. рис. 2, *b–d*). Напротив, составы девонских субщелочных базальтов Копьевского поднятия заметно отличаются от (MORB–OIB)-последовательности мантийных магм и в сочетании с отрицательной Nb–Ta-аномалией мультиэлементных спектров наиболее соответствуют базальтам островных дуг. Гетерогенность протолитов отчетливо прослеживается по изменению Zr/Nb в среднем от ~ 15 в субщелочных базальтах до $\sim 2,1\text{--}5,6$ в базанитах и долеритах (рис. 2, *d*). Для геологического развития Минусинского прогиба такая вариативность состава базальтоидов может отражать смену источника первичной магмы. Предположительно, ранне-девонские вулканы подобно траппам Кузнецкого и Тунгусского бассейнов являются производными гидратированной мантии, вещество которой обычно участвует в формировании островодужных базальтов (рис. 2, *b*). В составе долеритов и базанитов мезозоя доминирует уже материал обогащенной мантии [Врублевский и др., 2022]. Например, сходную неоднородность источников магм показывают сопутствующие тефриты и толеиты Эмейшаньской изверженной провинции, сформированной под влиянием сублитосферного плюма в поздней перми [Song et al., 2008].

Роль коровой контаминации и флюидов при формировании базальтоидов.

Более высокие, по сравнению с мантийными, значения $\delta^{18}\text{O}$ (> 6 ‰) в базанитах, долеритах и субщелочных базальтах могут указывать на контаминацию мантийного расплава веществом верхней коры. Ее разную степень демонстрируют щелочные базальты Рейнского грабена в Центральной Европе, траппы Панджала (СЗ Индия), некоторые щелочно-мафитовые интрузии Алтае-Саянской складчатой области (рис. 3, *c*). Как и в

Минусинском прогибе, значительная часть составов изверженных пород находится в равновесии с «нормально-магматической» водой, содержащейся в расплаве/свежих стеклах MORB [Покровский, 2000]. В отличие от ювенильной воды, никогда не имевшей контакта с гидросферой, ее происхождение связывают с частичной дегидратацией осадочного материала, попадающего в мантию в зонах субдукции. Такой трактовке не противоречит аккреционно-коллизийная модель каледонид ЦАСП.

Похожий «изотопно-кислородный» сдвиг наблюдается при взаимодействии «водный флюид – порода» на заключительных стадиях эруптивного процесса [Demeny et al., 1998]. Однако в составе некоторых долеритовых даек фиксируются признаки смешения низкотемпературных гидротерм и нагретых метеорных вод с $\delta^{18}\text{O} < 0$ ‰, которое приводит к изотопной инверсии с понижением значений $\delta^{18}\text{O}$ в породах от +4 до –0,7 ‰. При формировании базанитовых диатрем подобные изменения могли быть более локальными и проявиться в меньшей степени.

Особенности генерации базальтовых магм. По геохимическим данным в образовании базальтоидов Минусинского прогиба в различной степени принимало участие мантийное вещество. Однако только извержения долеритов можно соотнести по времени с активностью Сибирского плюма на рубеже перми и триаса. По-видимому, его влиянием обусловлено

плавление и смешение вещества глубинных протолитов при генерации первичной магмы. Относительное обогащение HFS- и LIL-элементами наиболее поздних базанитов при высоком содержании MgO, Cr, Ni в них не согласуется с ординарным уменьшением степени плавления мантийного перидотита. В подобных случаях аномальное накопление редких рассеянных элементов часто связывают с вовлечением в магму материала амфиболовых или флогопитовых жил из перидотитов модифицированной субконтинентальной литосферной мантии [Hunt et al., 2012; Jung et al., 2012]. Возможно, позднемеловые базанитовые эксплозии в Минусинском палеорифте были вызваны процессом декомпрессионного плавления литосферной мантии, метасоматизированной в период активности Сибирского плюма [Malkovets et al., 2003; Врублевский и др., 2022].

На основании полученных данных можно предполагать, что развитие разновозрастного базальтового вулканизма в Минусинском прогибе происходило при участии sublitosферных плюмов, которые модифицировали субстраты литосферной мантии и нижнекоровых протолитов в режиме горячей точки OIB-типа. Смешение разнотемпературного вещества способствовало образованию магм гибридной природы. Базальтовые извержения сопровождались коровой контаминацией расплавов и их взаимодействием с низкотемпературными гидротермами и метеорными водами.

Список источников

- Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрищенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 9. С. 1283–1313.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. Палеозойские щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау, их источники и условия образования расплавов // Петрология. 2021. Т. 29, № 1. С. 31–63.
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э. Возраст, петрологические и геохимические условия формирования когтаховского габбро-монцонитового комплекса Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 7. С. 900–930.
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Тишин П.А., Изох А.Э., Казенова Ф., Кремер И.О. Геохимические признаки разнотемпературной генерации магм пермско-триасовых долеритов и позднемеловых базанитов Минусинского палеорифта, Сибирь // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 506, № 2. С. 158–162.
- Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 8. С. 945–963.
- Крюков А.В. О новом типе трубок взрыва в юго-западном обрамлении Сибирской платформы // Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М.: Недра, 1964. С. 196–240.
- Медведев А.Я., Горнова М.А., Дриль С.И., Каримов А.А., Беляев В.А., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Минералогия, геохимия и Sr-Nd-Pb изотопная систематика позднекайнозойских базанитов Бороздинского гольца (хребет Хэнтэй, Южное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 8. С. 1031–1054.
- Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.
- Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология. 1998. Т. 6, № 3. С. 259–273.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов М.В. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. 2020. Т. 28, № 6. С. 563–590.
- Bogaard P.J.F., Wörner G. Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany // Journal of Petrology. 2003. V. 44. P. 569–602.

- Callegaro S., Svensen H.H., Neumann E.R., Polozov A.G., Jerram D.A., Deegan F.M., Planke S., Shiganova O.V., Ivanova N.A., Melnikov N.V.** Geochemistry of deep Tunguska Basin sills, Siberian Traps: correlations and potential implications for the end-Permian environmental crisis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2021. V. 176. Article 49.
- Castillo P.R., Hilton D.R., Halldórsson S.A.** Trace element and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of Rungwe volcanic province, Tanzania: implications for a superplume source for East Africa rift magmatism // *Frontiers in Earth Science / Petrology*. 2014. V. 2. Article 21.
- Condie K.C., Shearer Ch.K.** Tracking the evolution of mantle sources with incompatible element ratios in stagnant-lid and plate-tectonic planets // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 213. P. 47–62.
- Deines P.** Stable isotope variations in carbonatites // *Carbonatites. Genesis and Evolution*. London Unwyn Hyman, 1989. P. 301–359.
- Démeny A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W.** Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): A C, O, H isotope study // *Lithos*. 1998. V. 44. P. 101–115.
- 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. V. 152. P. 157–172.
- Eiler J.M., Farley K.A., Valley J.W., Hauri E., Craig H., Hart S.R., Stolper E.M.** Oxygen isotope variations in ocean island basalt phenocrysts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. P. 2281–2293.
- Eiler J.M., Grawford A., Elliott T., Farley K.A., Valley J.W., Stolper E.M.** Oxygen isotope geochemistry of oceanic-arc lavas // *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. P. 229–256.
- Eiler J.M.** Oxygen Isotope Variations of Basaltic Lavas and Upper Mantle Rocks // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2001. V. 43 (1). P. 319–364.
- Ernst R.E.** Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 630 p.
- Furman T.** Melting of metasomatized subcontinental lithosphere: undersaturated mafic lavas from Rungwe, Tanzania // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 122. P. 97–115.
- Hunt A.C., Parkinson I.J., Harris N.B.W., Barry T.L., Rogers N.W., Yondon M.** Cenozoic volcanism on the Hangai Dome, Central Mongolia: geochemical evidence for changing melt sources and implications for mechanisms of melting // *Journal of Petrology*. 2012. V. 53. P. 1913–1942.
- Harmon R.S., Hoefs J.** Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 120. P. 95–114.
- Jung S., Hoernes S.** The major- and trace-element and isotope (Sr, Nd, O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the Rhön area (central Germany): petrology, mantle source characteristics and implications for asthenosphere–lithosphere interactions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2000. V. 99. P. 27–53.
- Jung S., Vieten K., Romer R.L., Mezger K., Hoernes S., Satir M.** Petrogenesis of Tertiary Alkaline Magmas in the Siebengebirge, Germany // *Journal of Petrology*. 2012. V. 53. P. 2381–2409.
- Ito E., White W.M., Gopel E.** The O, Sr and Pb isotope geochemistry of MORB // *Chemical Geology*. 1987. V. 62. P. 157–176.
- 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 // *Treatise on Geochemistry* (Eds. Y.D. Holland, K.K. Turekian). Elsevier Ltd., 2003. V. 3. P. 593–659.
- Malkovets V.G., Litasov Yu.D., Travin A.V., Litasov K.D., Taylor L.A.** Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar–Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia // *International Geology Review*. 2003. V. 45. P. 133–142.
- Mattey D., Lowry D., Macpherson C.** Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planetary Science Letters*. 1994. V. 128. P. 231–241.
- Pearce J.A.** Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.
- Rollinson H.R.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. London : Longman Group UK Limited, 1993. 352 p.
- Sharp Z.D.** A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. P. 1353–1357.
- Shellnutt J.G.** The Emeishan large igneous province: A synthesis // *Geoscience Frontiers*. 2014. V. 5. P. 369–394.
- Shellnutt J.G., Rehman H.U., Manu Prasanth M.P.** Insight into crustal contamination and hydrothermal alteration of the Panjal Traps (Kashmir) from O-isotopes // *International Geology Review*. 2021. V. 64, No. 11. P. 1556–1573.
- Song X.-Y., Qi H.-W., Robinson P.T., Zhou M.-F., Cao Z.-M., Chen L.-M.** Melting of the subcontinental lithospheric mantle by the Emeishan mantle plume; evidence from the basal alkaline basalts in Dongchuan, Yunnan, Southwestern China // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 93–111.
- Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry). Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A.** Late Permian–Early Triassic traps of the Kuznetsk Basin, Russia: Geochemistry and petrogenesis in respect to an extension of the Siberian Large Igneous Province // *Gondwana Research*. 2016. V. 39. P. 57–76.
- Taylor H.P.** The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1968. V. 19 (1). P. 1–71.
- Taylor H.P. Jr., Sheppard S.M.F.** Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics // *Reviews in Mineralogy*. 1986. V. 16. P. 227–271.
- Troch J., Ellis B.S., Harris C., Bachmann O., Bindeman I.N.** Low- $\delta^{18}\text{O}$ silicic magmas on Earth: A review // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 208. Article 103299.
- Trumbull R.B., Bühn B., Romer R.L., Volker F.** The petrology of basanite-tephrite intrusions in the Erongo complex and implications for a plume origin of Cretaceous alkaline complexes in Namibia // *Journal of Petrology*. 2003. V. 44. P. 93–111.
- 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. V. 89. P. 193–219.

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*. 2018. V. 153. P. 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. V. 9. Article 170.

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*. 2020. V. 188. Article 104163.

Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Mustafaev 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*. 2021. V. 63, No. 18. P. 2215–2231.

Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 104. P. 381–397.

Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M. Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 111. P. 604–623.

Zhang Y., Liu J., Guo Z. Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: Implications for plume–lithosphere interaction // *Gondwana Research*. 2010. V. 18. P. 596–610.

References

Vorontsov A.A., Fedoseev G.S., Andryushchenko S.V. Devonian volcanism in the Minusa Basin in the Altai-Sayan area: geological, geochemical, and Sr–Nd isotopic characteristics of rocks // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. V. 54, No. 9. pp. 1283–1313. In Russian

Vrublevskii V.V., Gertner I.F. Paleozoic alkaline-mafic intrusions of the Kuznetsk Alatau, their sources, and conditions for magma generation // *Petrology*. 2021. V. 29. No. 1. pp. 31–63. In Russian

Vrublevskii V.V., Kotelnikov A.D., Izokh A.E. The age and petrologic and geochemical conditions of formation of the Kogtakh gabbro-monzonite complex in the Kuznetsk Alatau // *Russian Geology and Geophysics*. 2018. V. 59, No. 7. pp. 900–930. In Russian

Vrublevskii V.V., Kotelnikov A.D., Tishin P.A., Izokh A.E., Kazenova F., Kremer I.O. Geochemical signs of different deep-level magma generation for Permian-Triassic dolerites and Late Cretaceous basanites of the Minusa paleorift, Siberia // *Doklady of Earth Sciences*. 2022. V. 506, No. 2. pp. 158–162. In Russian

Vrublevskii V.V., Krupchatnikov V.I., Izokh A.E., Gertner I.F. The alkaline and carbonatitic rocks of Gornyy Altai (Edel’veis complex) as indicators of Early Paleozoic plume magmatism in the Central Asian Fold Belt // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. V. 53, No. 8. pp. 945–963. In Russian

Kryukov A.V. *O novom tipe trubok vzryva v yugo-zapadnom obramlenii Sibirskoy platformy* [A new type of volcanic pipe on the southwest margin of the Siberian platform] // *Geology of the Siberian platform southwest margin* (Ed. M.I. Volobuev). Moscow: Nedra Press, 1964. pp. 196–240. In Russian

Medvedev A.Ya., Gornova M.A., Dril’ S.I., Karimov A.A., Belyaev V.A., Ivanov A.V., Demonterova E.I. Mineralogy, geochemistry, and Sr–Nd–Pb isotope systematics of Late Cenozoic basanites of the Borozdin bald mountain (Khentei Ridge, southern Transbaikalia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2020. V. 61, No. 8. pp. 1031–1054. In Russian

Pokrovsky B.G. *Korovaya kontaminatsiya mantiynykh magm po dannym izotopnoy geokhimii* [Crustal Contamination of mantle magmas: evidence from isotope geochemical data]. Moscow: Nauka, 2000. 228 p. In Russian

Pokrovsky B.G., Andreeva E.D., Vrublevskii V.V., Grinev O.M. Contamination mechanisms of alkaline gabbroid intrusions in the southern framing of the Siberian platform: evidence from strontium and oxygen isotopic compositions // *Petrology*. 1998. V. 6, No. 3. pp. 259–273. In Russian

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Savatenkov V.M., Kudryashova E.A., Kuznetsov M.V. Late Mesozoic Eastern Mongolia volcanic area: structure, magmatic associations, and sources of melts // *Petrology*. 2020. V. 28, No. 6. pp. 563–590. In Russian

Bogaard P.J.F., Wörner G. Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany // *Journal of Petrology*. 2003. V. 44. pp. 569–602.

Callegaro S., Svensen H.H., Neumann E.R., Polozov A.G., Jerram D.A., Deegan F.M., Planke S., Shiganova O.V., Ivanova N.A., Melnikov N.V. Geochemistry of deep Tunguska Basin sills, Siberian Traps: correlations and potential implications for the end-Permian environmental crisis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2021. V. 176. Article 49.

Castillo P.R., Hilton D.R., Halldórsson S.A. Trace element and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of Rungwe volcanic province, Tanzania: implications for a superplume source for East Africa rift magmatism // *Frontiers in Earth Science / Petrology*. 2014. V. 2. Article 21.

Condie K.C., Shearer Ch.K. Tracking the evolution of mantle sources with incompatible element ratios in stagnant-lid and plate-tectonic planets // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 213. pp. 47–62.

Deines P. Stable isotope variations in carbonatites // In: *Carbonatites. Genesis and Evolution*. London: Unwyn Hyman, 1989. pp. 301–359.

Démény A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): A C, O, H isotope study // *Lithos*. 1998. V. 44. pp. 101–115.

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. V. 152. pp. 157–172.

Eiler J.M. Oxygen Isotope Variations of Basaltic Lavas and Upper Mantle Rocks // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2001. V. 43(1). pp. 319–364.

Eiler J.M., Farley K.A., Valley J.W., Hauri E., Craig H., Hart S.R., Stolper E.M. Oxygen isotope variations in ocean island basalt phenocrysts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. pp. 2281–2293.

- Eiler J.M., Grawford A., Elliott T., Farley K.A., Valley J.W., Stolper E.M. Oxygen isotope geochemistry of oceanic-arc lavas // *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. pp. 229–256.
- Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 630 p.
- Furman T. Melting of metasomatized subcontinental lithosphere: undersaturated mafic lavas from Rungwe, Tanzania // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 122. pp. 97–115.
- Harmon R.S., Hoefs J. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 120. pp. 95–114.
- Hunt A.C., Parkinson I.J., Harris N.B.W., Barry T.L., Rogers N.W., Yondon M. Cenozoic volcanism on the Hangai Dome, Central Mongolia: geochemical evidence for changing melt sources and implications for mechanisms of melting // *Journal of Petrology*. 2012. V. 53. pp. 1913–1942.
- Ito E., White W.M., Gopel E. The O, Sr and Pb isotope geochemistry of MORB // *Chemical Geology*. 1987. V. 62. pp. 157–176.
- Jung S., Hoernes S. The major- and trace-element and isotope (Sr, Nd, O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the Rhön area (central Germany): petrology, mantle source characteristics and implications for asthenosphere–lithosphere interactions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2000. V. 99. pp. 27–53.
- Jung S., Vieten K., Romer R.L., Mezger K., Hoernes S., Satir M. Petrogenesis of Tertiary Alkaline Magmas in the Siebengebirge, Germany // *Journal of Petrology*. 2012. V. 53. pp. 2381–2409.
- 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 // *Treatise on Geochemistry* (Eds. Y.D. Holland, K.K. Turekian). Elsevier Ltd., 2003. V. 3. pp. 593–659.
- Malkovets V.G., Litasov Yu.D., Travin A.V., Litasov K.D., Taylor L.A. Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar-Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia // *International Geology Review*. 2003. V. 45. pp. 133–142.
- Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planetary Science Letters*. 1994. V. 128. pp. 231–241.
- Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. pp. 14–48.
- Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation // London: Longman Group UK Limited, 1993. 352 p.
- Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. pp. 1353–1357.
- Shellnutt J.G. The Emeishan large igneous province: A synthesis // *Geoscience Frontiers*. 2014. V. 5. pp. 369–394.
- Shellnutt J.G., Rehman H.U., Manu Prasanth M.P. Insight into crustal contamination and hydrothermal alteration of the Panjal Traps (Kashmir) from O-isotopes // *International Geology Review*. 2021. V. 64. No. 11. pp. 1556–1573.
- Song X.-Y., Qi H.-W., Robinson P.T., Zhou M.-F., Cao Z.-M., Chen L.-M. Melting of the subcontinental lithospheric mantle by the Emeishan mantle plume; evidence from the basal alkaline basalts in Dongchuan, Yunnan, Southwestern China // *Lithos*. 2008. V. 100. pp. 93–111.
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry). Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. pp. 313–345.
- Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A. Late Permian–Early Triassic traps of the Kuznetsk Basin, Russia: Geochemistry and petrogenesis in respect to an extension of the Siberian Large Igneous Province // *Gondwana Research*. 2016. V. 39. pp. 57–76.
- Taylor H.P. Jr., Sheppard S.M.F. Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics // *Reviews in Mineralogy*. 1986. V. 16. pp. 227–271.
- Taylor H.P. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1968. V. 19(1). pp. 1–71.
- Troch J., Ellis B.S., Harris C., Bachmann O., Bindeman I.N. Low- $\delta^{18}\text{O}$ silicic magmas on Earth: A review // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 208. Article 103299.
- Trumbull R.B., Bühn B., Romer R.L., Volker F. The petrology of basanite-tephrite intrusions in the Erongo complex and implications for a plume origin of Cretaceous alkaline complexes in Namibia // *Journal of Petrology*. 2003. V. 44. pp. 93–111.
- 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. V. 89. pp. 193–219.
- 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. V. 9. Article 170.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Mustafaeu 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*. 2021. V. 63. No. 18. pp. 2215–2231.
- Vrublevskii V.V., Morova A.A., Bukharova O.V., Konovalenko S.I. Mineralogy and geochemistry of Triassic carbonatites in the Matcha alkaline intrusive complex (Turkistan-Alai Ridge, Kyrgyz Southern Tien Shan), SW Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018a. V. 153. pp. 252–281.
- 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*. 2020. V. 188. Article 104163.
- Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 104. pp. 381–397.
- Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M. Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 111. pp. 604–623.
- Zhang Y., Liu J., Guo Z. Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: Implications for plume–lithosphere interaction // *Gondwana Research*. 2010. V. 18. pp. 596–610.

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

Котельников А.Д., заведующий лабораторией, НИЛ «Геокарт», геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: geokart@ggf.tsu.ru

Казенова Ф., младший научный сотрудник, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: feride.kazenova@mail.ru

Кремер И.О., директор ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: kremer.ivan.1992@mail.ru

Тишин П.А., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, декан, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: tishin_pa@mail.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

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

Kotel'nikov A.D., Head of Laboratory of Geokart, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: geokart@ggf.tsu.ru

Kazenova F., Junior Researcher, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: feride.kazenova@mail.ru

Kremer I.O., Director, Analytical Center for Geochemistry of Natural Systems, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: kremer.ivan.1992@mail.ru

Tishin P.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Dean of the Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: tishin_pa@mail.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 10.08.2022; одобрена после рецензирования 15.09.2022; принята к публикации 06.11.2022

The article was submitted 10.08.2022; approved after reviewing 15.09.2022; accepted for publication 06.11.2022

Научная статья
УДК 550.93
doi: 10.17223/25421379/25/3

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, ЯКУТИЯ): НОВЫЕ AR-AR И U-PB ДАННЫЕ



Илья Романович Прокопьев¹, Анна Геннадьевна Дорошкевич²,
Антон Викторович Пономарчук³, Михаил Николаевич Крук⁴, Иван Александрович Избродин⁵,
Николай Васильевич Владыкин⁶

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

¹ *Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

² *Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

⁶ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия*

¹ *prokopyev_ilya@mail.ru*

² *doroshkevich@igm.nsc.ru*

⁵ *aponomar@igm.nsc.ru*

⁴ *krukmn@igm.nsc.ru*

⁵ *izbrodin@ginst.ru*

Аннотация. Приведена новая геохронологическая информация о тектономагматических событиях на рубеже ~ 655–640 млн лет на юге Сибирского кратона. Ar/Ar методом получены характеристики карбонатитов – 651 ± 6 и $657,8 \pm 6,5$ млн лет, силикокарбонатита – $642,6 \pm 6,6$ млн лет, пироксенита – $632,5 \pm 6$ млн лет, и щелочного сиенита – $645,9 \pm 6,4$ млн лет щелочно-карбонатитового комплекса Арбарастах. Данные U-Pb датирования показали время кристаллизации пироксенитов – $638,2 \pm 3,1$ млн лет, карбонатитов – $650,3 \pm 9,8$ млн лет, и щелочного сиенита – $641,7 \pm 5,6$ млн лет.

Ключевые слова: геохронология, Сибирский кратон, LIP, суперконтинент, Родиния

Источник финансирования: геология региона изучена в рамках НИР ИГМ СО РАН (FWZN-2022-0024) и ГИН СО РАН (AAAAA21-121011390002-2). Петрографические и геохронологические исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 19-17-00019).

Для цитирования: Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Пономарчук А.В., Крук М.Н., Избродин И.А., Владыкин Н.В. Геохронология щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах (Алданский щит, Якутия): новые Ar-Ar и U-Pb данные // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 48–66. doi: 10.17223/25421379/25/3

Original article
doi: 10.17223/25421379/25/3

GEOCHRONOLOGY OF THE ALKALINE-ULTRA-BASIC CARBONATITE COMPLEX ARBARASTAKH (ALDAN SHIELD, YAKUTIA): NEW AR-AR AND U-PB DATA

Ilya R. Prokopyev¹, Anna G. Doroshkevich², Anton V. Ponomarchuk³,
Mikhail Ni. Kruk⁴, Ivan A. Izbrodin⁵, Nikolai V. Vladykin⁶

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

¹ *Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

² *N.L. Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

⁶ *A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia*

¹ *prokopyev_ilya@mail.ru*

² *doroshkevich@igm.nsc.ru*

³ *aponomar@igm.nsc.ru*

⁴ *krukmn@igm.nsc.ru*

⁵ *izbrodin@ginst.ru*

Abstract. This paper is devoted to a new geochronological data for the main rocks that make up the Arbarastakh alkaline-ultramafic carbonatite complex, and includes information on the mineralogical and petrographic features of these rocks. The Ar-

barastakh complex is located in the Republic of Sakha (Yakutia) in the southeast of Russia, within the basin of the Arbarastakh River, in the Lena River basin. Tectonically, the complex is located in the eastern part of the Aldan shield on the southeastern margin of the Siberian craton. The main structural feature of the Arbarastakh complex is its concentric-zonal structure, expressed in the regular alternation of rocks with different compositions and different occurrence conditions. The main phase of the complex composes a stock-like body of alkaline pyroxenites, which has a rounded-ellipsoid shape in plan view. Between the body of pyroxene rocks and the ring fault there is a continuous zone of fenites – contact-metasomatic rocks. Dikes of alkaline syenites, ijolite-urtites and melteigites, are found in the area of the alkaline complex. Dikes of alkaline syenites are localized in the endo-contact zone of the complex. The carbonatites of the Arbarastakh complex are concentrated within the core of pyroxene rocks and occur as a series of incompletely conical dike-like bodies. The most common are calcite varieties of carbonatites with pyrochlore and phlogopite, as well as silicocarbonatites. Veins of dolomitic and ankeritic carbonatites occur much less frequently in pyroxenites.

Geochronological studies of alkaline rocks of the Arbarastakh alkaline-ultramafic carbonatite complex reflect a rather long history of the formation of the complex and characterize the multi-stage intrusion of rocks. The results of Ar-Ar dating showed the time of crystallization of the main phase of the complex – pyroxenites – 632.5 ± 6 Ma; alkaline syenites – 645.9 ± 6.4 Ma. The emplacement time of silicocarbonatites is 642.6 ± 6.6 Ma; the formation of carbonatites occurred in the ranges of 651 ± 6 and 657.8 ± 6.5 Ma. U-Pb dating of pyroxenites showed an age of 638.2 ± 3.1 Ma; time of intrusion of carbonatites is 650.3 ± 9.8 Ma; and the crystallization age of alkaline syenite is 641.7 ± 5.6 Ma. Thus, a certain age range of formation of rocks of the Arbarastakh complex is ~ 657–636 Ma, which is within the range of values for other alkaline carbonatite complexes, which structurally gravitate towards the marginal parts of the Siberian Craton and are characterized by similar types of rare-metal deposits.

Keywords: geochronology, Siberian Craton, LIP, supercontinent, Rodinia

Source of financing: the geology of the region was calculated within the framework of the Research Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (FWZN-2022-0024) and GIN SB RAS (AAAAA21-121011390002-2). Petrographic and geochronological studies were carried out with the support of the Russian Science Foundation (Project No. 19-17-00019).

For citation: Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Kruk M.N., Izbrodin I.A., Vladykin N.V. (2022) Geochronology of the alkaline-ultra-basic carbonatite complex Arbarastakh (Aldan shlied, Yakutia): new Ar-Ar and U-Pb data. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 48–66. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/25/3

Введение

Щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы являются уникальной группой магматических пород, которые несут в себе информацию о процессах глубинного (до 200–250 км) магмообразования специфичных по составу силикатно-карбонатных расплавов, а также о процессах метасоматоза и углеродного цикла в мантии [Rock, 1986; Le Bas., 1987; Dalton, 1993; Hamilton, Kjasgaard, 1993; Kogarko, 1995; Mitchell, 2005, 2006; Tappe et al., 2006; Guzmics, Zajacz, 2013]. Процесс формирования неопротерозойских рудоносных (Nb, Ta, U и REE) концентрически-зональных щелочно-карбонатитовых комплексов в пределах южной окраины Сибирского кратона (Белая Зима, Тагна, Жидой, Игнили, Арбарастах) в период 720–630 млн лет связывают с эпохой проявления крупномасштабного внутриплитного магматизма и геодинамическими событиями распада суперконтинента Родиния [Ярмолюк и др., 2005; Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

Предшествующие петрологические исследования щелочных пород комплекса Арбарастах показали, что основные фазы массива представлены пироксенитами, секущими их телами карбонатитов, магнетит-апатитовых пород (фоскоритов) и ийолитов, а также по периферии массива отмечаются выходы отдельных тел более поздних щелочных сиенитов [Глаголев и др., 1974]. Первые данные по

абсолютному возрасту пород массива показали интервал кристаллизации пироксенитов и карбонатитов – 690 ± 28 млн лет, фоскоритов – 720 ± 28 млн лет (K-Ar, флогопит, [Глаголев, 1974]). При таких оценках возраста щелочных пород Арбарастахского комплекса (720–690 млн лет), временной интервал становления массива коррелирует со временем формирования Иркутской крупной изверженной провинции (LIP) с возрастом ~ 720 млн л., которая реконструирована с одновозрастной Франклинской LIP северной Лаврентии [Ernst et al., 2018]. И это согласуется с более общим наблюдением тесной временной корреляции между образованием карбонатитов и проявлением крупных изверженных провинций [Ernst, Bell, 2010].

Современные датировки цирконов из пироксенита U-Pb методом (SHRIMP-II) показали возраст – $630,5 \pm 5,7$ млн лет (отчет № 25011, ВСЕГЕИ, 2015). Согласно докладу на конференции EGU-2020 Н.В. Владыкиным (ИГХ СО РАН, г. Иркутск) U-Pb возраст пород по цирконам и бадделеиту из фоскоритов и пироксенитов составляет 656 ± 5 и 653 ± 9 млн лет соответственно. Представленные в этой работе новые геохронологические данные определения возраста кристаллизации щелочных пород массива Арбарастах согласуются с предшествующими датировками, а также существенно дополняют и уточняют возраст образования различных щелочных фаз внедрения исследуемого комплекса.

Геологическое строение

Щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс Арбарастах расположен на территории Республики Саха (Якутия) на юго-востоке России, в пределах бассейна реки Арбарастах – левого притока реки Идюм, в бассейне реки Лена (рис. 1). В тектоническом плане комплекс расположен в восточной части Алданского щита на юго-восточной окраине Сибирского кратона. Фундамент щита образован комплексом метаморфических архейских пород и постепенно перекрывается чехлом горизонтально залегающих осадочных пород нижнекембрийско-верхнепротерозойского возраста (рис. 1). Арбарастахский массив приурочен к краевой части Идюмо-Хайканского сводового поднятия [Зленко, 1961]. В ядре поднятия обнажаются породы фундамента, крылья перекрываются осадочным чехлом [Глаголев и др., 1974].

Архейская толща фундамента состоит из биотитовых, диопсидовых, гиперстеновых и роговообманковых кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов, гранатовых и графитовых гнейсов, мраморов и кальцифилов (тимптоно-желтулинская серия учурского гранулит-парагнейсового террейна) [Парфенов, Кузьмин, 2001]. В пределах массива Арбарастах широко распространены архейские биотит-амфиболовые гнейсо-граниты (обособленные массивы), аляскитовые граниты (мигматиты и межпластовые тела), залегающие в пределах синклирной зоны шириной около 20–22 км с общим северо-восточным простиранием [Глаголев и др., 1974]. Внутри зоны породы смяты в серию узких изоклинальных складок, падающих в северо-восточном направлении под крутым углом. Ближе к массиву архейские породы меняют простирание – раздвигаются с двух сторон, огибая массив. Данная структура образовалась в архейское время и, скорее всего, предопределила появление массива именно в этом месте. Комплекс осадочных пород чехла представлен протерозойскими аркозовыми, доломитовыми и кварцевыми песчаниками с редкими горизонтами конгломератов и доломитов [Глаголев и др., 1974].

Сеть разно ориентированных разломов вблизи массива Арбарастах, пересекающих породы фундамента и чехла, разделяет территорию на отдельные блоки [Глаголев и др., 1974]. Выделяются две главные системы крутопадающих разломов. Первая заложена в архее и имеет направление, близкое к простиранию архейской складчатости. Вторая связана с возникновением Идюмо-Хайканского поднятия и ориентирована почти под прямым углом к нарушениям первой системы [Глаголев и др., 1974]. Важным обстоятельством является то, что разломы проникают в

верхний структурный ярус лишь частично, пересекая только протерозойские породы. Это дает возможность предположить, что движение блоков вдоль этих разломов происходило синхронно с формированием Арбарастахской интрузии. Активность разломов подтверждается приуроченностью к ним даек щелочных пород [Глаголев и др., 1974]. Сам массив отделен от вмещающей толщи архейских метаморфических пород сплошным кольцевым разломом, диаметр которого составляет 6–8 км (рис. 1). Внутри него произошло кальдерное опускание пород на глубину 50–80 м [Глаголев и др., 1974]. Углы падения разломов изменяются от 60 до 90° и направлены к центру интрузии.

Главной структурной чертой массива Арбарастах является его концентрически-зональное строение, выраженное в закономерном чередовании пород с разным составом и разными условиями залегания (рис. 1). Основная фаза массива слагает штокообразное тело пироксеновых пород – пироксениты, имеющее в плане округло-эллипсоидное очертание, вытянутое в северо-западном направлении. Тело пироксенитов имеет грубоконцентрическое строение и сложено чисто пироксеновыми, пироксен-слюдистыми, пироксен-роговообманковыми разновидностями [Глаголев и др., 1974]. Между телом пироксеновых пород и кольцевым разломом заключена сплошная зона контакто-метасоматических пород – фенитов. Мощность зоны составляет до 1 км.

На площади массива установлены дайки жильных щелочных сиенитов, а также ийолит-уртитов и мельтейгитов, мощность которых меняется от нескольких сантиметров до 50 метров при протяженности до 1 км [Глаголев и др., 1974]. Дайки щелочных сиенитов локализованы в эндоконтактной зоне массива. Простирание даек подчинено общей кольцевой структуре массива, а падение составляет 70–90°. Контакты с пироксенитами и фенитами – секущие [Глаголев и др., 1974]. Во время полевых работ 2019 г. в пределах массива зафиксировано несколько даек ультраосновных щелочных лампрофилов в центральной части массива мощностью первые метры. Дайковые тела имеют секущие контакты с карбонатитами и, согласно классификации Таррег и соавт. [2005], могут быть отнесены к ультраосновным щелочным лампрофирам – айликитам.

Карбонатиты массива Арбарастах сосредоточены внутри ядра пироксеновых пород и залегают в виде серии неполноконических дайкообразных тел (рис. 1). Мощность отдельных тел карбонатитов изменяется от 10–20 см до 400–600 м, контакты с пироксеновыми породами – секущие. Углы падения независимо от близости к центру массива составляют 60–80° к центру массива [Глаголев, 1974]. Наиболее распростра-

нены кальцитовые разновидности карбонатитов с пироксеном и флогопитом. Значительно реже в пироксенитах

встречаются жилы (до первых метров) доломитовых и анкеритовых карбонатитов.

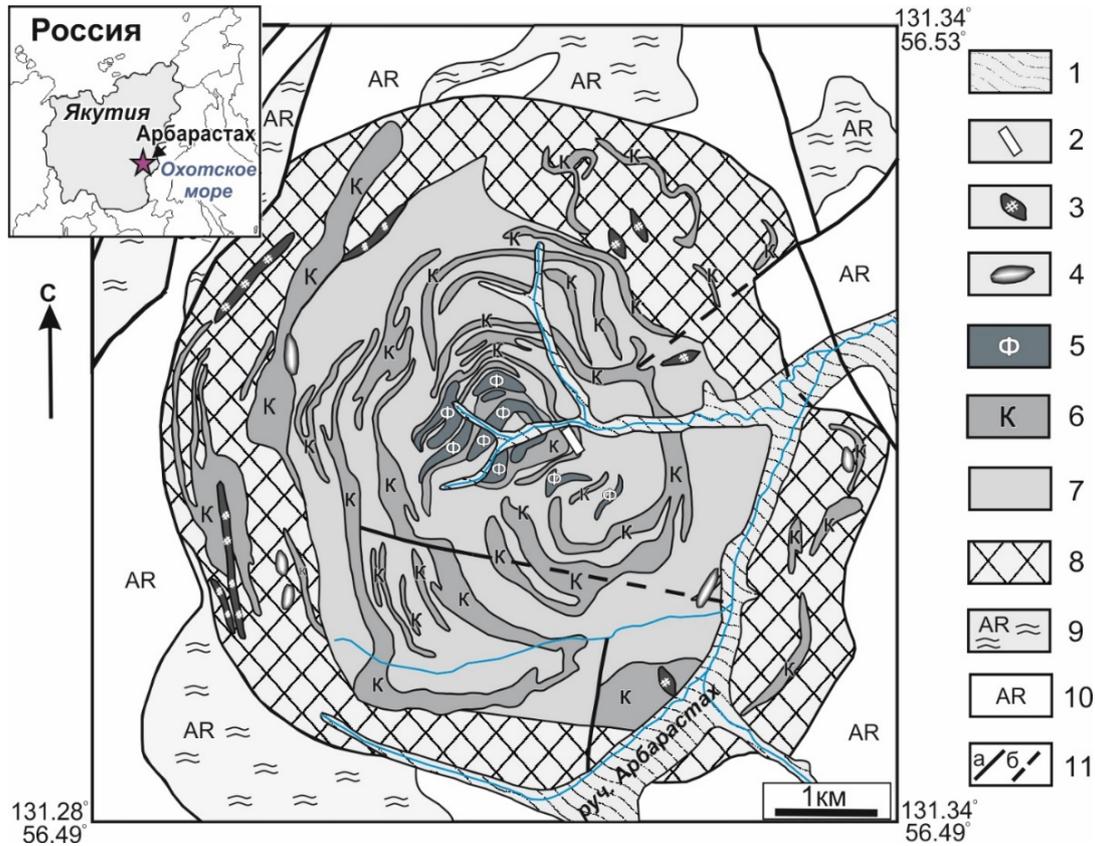


Рис 1. Схема расположения и схематическая геологическая карта щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах (по данным [Глаголев и др., 1974; Горошко, Гурьянов, 2004] с дополнениями авторов)

1 – аллювиальные отложения (галечка, гравий, пески, суглинки); 2–7 – породы комплекса Арбарастах: 2 – дайки щелочных лампрофиров (айликиты); 3 – щелочные сиениты (канкринитовые и нефелиновые сиениты); 4 – ийолит-уртиты, мельтейгиты; 5 – фоскориты (магнетит-апатитовые руды); 6 – карбонатиты (пироксеновые, флогопитовые, апатитовые, нефелиновые, флюоритовые, пироклор-содержащие и другие разновидности) и силикокарбонатиты; 7 – пироксениты; 8 – фениты (флогопитовые метасоматиты); 9 – раннеархейские гранитоиды (аласкитовые граниты, биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранито-гнейсы, диориты); 10 – гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы нижнего архея (арбарастахская и холболухская свиты); 11 – тектонические нарушения: разломы установленные (а) и предполагаемые (б)

Fig 1. Location diagram and schematic geological map of the alkaline-ultrabasic carbonatite complex Arbarastakh (according to [Glagolev et al., 1974; Goroshko, Guryanov, 2004] with additions by the authors)

1 – alluvial deposits (pebbles, gravel, sands, loams); 2–7 – rocks of the Arbarastakh complex: 2 – dykes of alkaline lamprophyres (aillikites); 3 – alkaline syenites (cancrinite and nepheline syenites); 4 – ijolite-urtites, melteigites; 5 – phoscorites (magnetite-apatite ores); 6 – carbonatites (pyroxene, phlogopite, apatite, nepheline, fluorite, pyrochlore-containing and other varieties) and silicocarbonatites; 7 – pyroxenites; 8 – fenites (phlogopite metasomatites); 9 – Early Archean granitoids (alaskite granites, botite and biotite-hornblende granites, granite-gneisses, diorites); 10 – gneisses, crystalline schists and marbles of the Lower Archean (Arbarastakh and Kholbolokh formations); 11 – tectonic faults: faults identified (a) and suggested (b)

В самом центре комплекса Арбарастах локализованы конические тела магнетит-апатит-форстеритовых пород, имеющие секущие контакты с ранее описанными фазами [Глаголев и др., 1974]. Мощность тел составляет от 30–70 до 200–400 м (рис. 1). Согласно петрографической классификации, породы отнесены к фоскоритам. Современные минералогические и петрографические особенности карбонатитов

и фоскоритов комплекса Арбарастах описаны в работах [Kruk et al., 2021; Prokopyev et al., 2021].

Методы исследования

Образцы, использованные для минералогических и геохронологических исследований, были отобраны в ходе полевых работ на массиве Арбарастах в

2019 г. Петрографическое изучение пород щелочно-го комплекса Арбарастах проводилось на микроскопе Olympus BX51 с фотокамерой. Исследования текстурно-структурных характеристик и минералогического состава пород проводилось на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU JSM-6510LV с энергосберегающей приставкой для микронзондового анализа X-Max Oxford Instruments.

Минеральный состав определяли с помощью электронного микронзонда JEOL JXA-8100 (режим WDS, 20 кВ, 15 нА, диаметр пучка 1–2 мкм). Общее время анализа F (с использованием кристалла LDE) составило 40 с (для фона – 20 с, для пика F – 20 с). Предел обнаружения F составил 477 ppm (0,04 мас. %). Для анализа минералов мы использовали ток пучка 10 нА и ускоряющее напряжение 15 кВ; для оксидов Fe – Ti – 20 нА и 15 кВ; для монацита – 40 нА и 20 кВ, а для апатита – 10 нА и 20 кВ. Время анализа пиков составляло 16 с для основных элементов и 30–60 с для второстепенных элементов. Для калибровки в качестве стандартов использовались как природные минералы, так и синтетические минеральные фазы, при этом каждый элемент и пределы обнаружения (в ppm) были следующие: SiO₂ (Si, 158), рутил (Ti, 120), LiNbO₃ (Nb, 142), Sr силикатное стекло (Sr, 442), альбит (Na, 176), ортоклаз (K, 182), Al₂O₃ (Al, 128), F-apatит (Ca, 115; P, 387; F, 477), Mn-гранат (Mn, 129), гематит (Fe, 148), CePO₄ (Ce, 236), LaPO₄ (La, 272), BaSO₄ (S, 178), NdPO₄ (Nd, 362), Cl-apatит (Cl, 74) и PrPO₄ (Pr, 401).

Определение возраста ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом датирования проводилось по мономинеральным фракциям, отбор которых осуществлялся вручную под бинокулярной лупой из фракции 0,3–0,1 мм измельченного образца. Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0,5 % в размере образца. В качестве монитора использовался стандартный K/Ar образец мусковит МСА-11 (ОСО No 129–88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 г. Для его калибровки в качестве ⁴⁰Ar/³⁹Ar монитора использовались международные стандартные образцы мусковит Bern 4m и биотит LP-6 [Baksi, Archibald, Farrar, 1996]. По результатам калибровки в качестве возраста мусковита МСА-11 было принято среднее, которое составило 311,0 ± 1,5 млн лет [Травин, 2016]. Значение полной постоянной распада 40 K, в соответствии с [Steiger, Jager, 1977], принималось равным 5,543 × 10⁻¹⁰ год⁻¹.

Холостой опыт по определению ⁴⁰Ar (10 мин при 1 200 °C) не превышал 5 × 10⁻¹⁰ нсм³. Очистку арго-

на производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Дополнительная очистка осуществлялась с помощью кварцевого аппендикса, погруженного в жидкий азот. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Micromass (Англия). Для коррекции на изотопы ³⁶Ar, ³⁷Ar, ⁴⁰Ar, полученные при облучении Ca, K, использованы следующие коэффициенты: (³⁹Ar/³⁷Ar)_{Ca} = 0,000891 ± 0,000005, (³⁶Ar/³⁷Ar)_{Ca} = 0,000446 ± 0,000006, (⁴⁰Ar/³⁹Ar)_K = 0,089 ± 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 ± 1 °C.

Исследования проведены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Датирование цирконов U-Pb методом проводилось на SHRIMP II в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Кристаллы циркона и титанита были закреплены в эпоксидной смоле вместе с зернами стандартов (TEMORA, 91500). Точки микроанализа были выбраны с помощью оптических, BSE и катодолюминесцентных изображений, которые показали внутреннюю структуру и зональность кристаллов циркона.

Отношения U-Pb были измерены с использованием метода, рекомендованного в работе Williams [1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, а образовавшийся кратер имел диаметр 25 мкм и глубину до 5 мкм. Данные обрабатывались с помощью программы SQUID [Ludwig, 2000]. Отношения U-Pb были нормализованы до значения 0,0668 (TEMORA), что соответствует значению 416,75 млн лет [Black, Kamo, Allen, 2003]. Индивидуальные анализы находятся в пределах ошибки 1σ, а рассчитанные конкордантные возрасты – в пределах ошибки 2σ. Диаграммы конкордией были построены с помощью программного обеспечения Isoplot/Ex [Ludwig, 1999].

Петрография и минералогия щелочных пород

Петрографическое и минералогическое изучение образцов щелочных пород массива показало, что в основной фазе массива присутствуют щелочные пироксениты – якупирангиты (рис. 2, а).

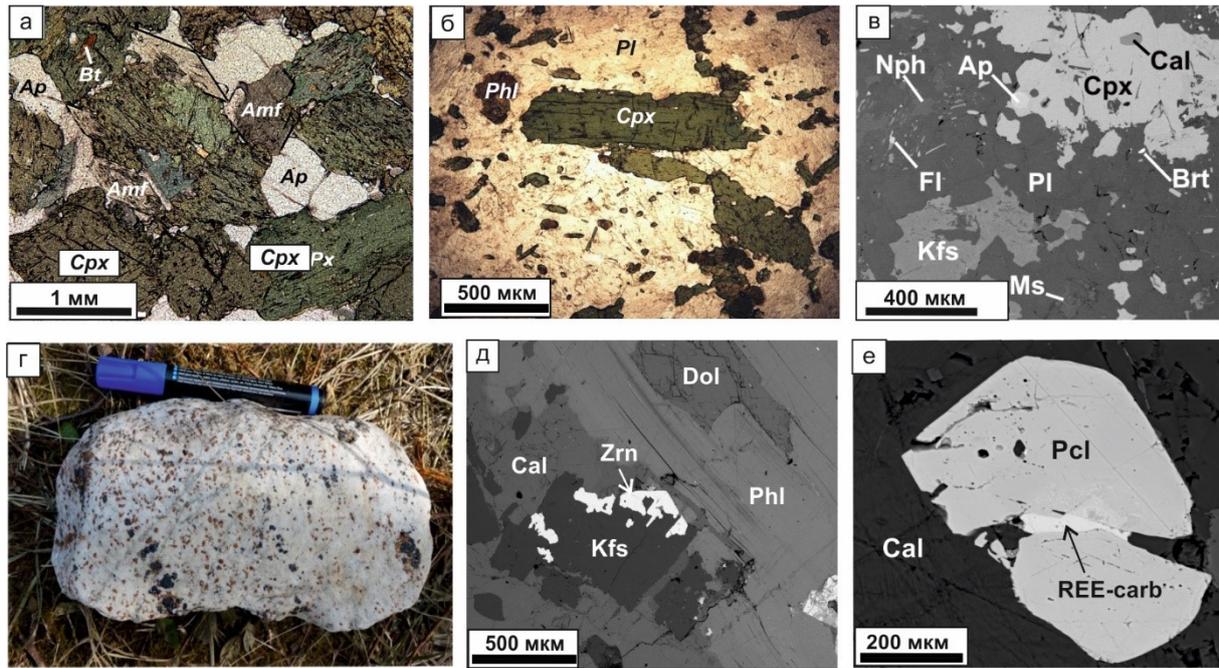


Рис. 2. Петрографические и минералогические особенности исследуемых пород щелочного комплекса Арбарастах

a – петрографическое фото щелочного пироксенита с массивной текстурой; *b* – петрографическое фото образца щелочного сиенита; *c* – BSE-картинка минерального парагенезиса нефелинового сиенита; *d* – образец карбонатита с вкрапленными зернами бадделейта (коричневые) и флогопита (темно-зеленого); *e, f* – BSE-картинки минеральных ассоциаций в карбонатите. Аббревиатура минералов: Bt – биотит, Amf – амфибол, Ap – апатит, Cpx – клинопироксен, Nph – нефелин, Scp – скаполит, Cal – кальцит, Ttn – титанит, Phl – флогопит, Pl – плагиоклаз, Fl – флюорит, Kfs – калишпат, Ms – мусковит, Zrn – циркон, Dol – доломит, Pcl – пирохлор, REE-carb – редкоземельный карбонат

Fig. 2. Petrographic and mineralogical features of the studied rocks of the Arbarastakh alkaline complex

a – petrographic photo of alkaline pyroxenite with massive texture; *b* – petrographic photo of a sample of alkaline syenite; *c* – BSE image of the mineral paragenesis of nepheline syenite; *d* – sample of carbonatite with disseminated grains of baddeleyite (brown) and phlogopite (dark green); *e, f* – BSE images of mineral associations in carbonatite. Mineral abbreviations: Bt – biotite, Amf – amphibole, Ap – apatite, Cpx – clinopyroxene, Nph – nepheline, Scp – scapolite, Cal – calcite, Ttn – titanite, Phl – phlogopite, Pl – plagioclase, Fl – fluorite, Kfs – potassium feldspar, Ms – muscovite, Zrn – zircon, Dol – dolomite, Pcl – pyrochlore, REE-carb – rare earth carbonate

Пироксениты имеют неравномернoзернистую, местами порфиловую структуру, размеры зерен варьируют от 0,5–1 мм до 1–2 см.

Текстура породы массивная, встречаются шпиро-вые обособления кристаллов флогопита. По петрохимическому составу содержание SiO₂ составляет 30–40 мас. %, количество Na₂O + K₂O = 3–10 мас. %, что позволяет отнести породу к семейству ультраосновный фойдолитов. Главными породообразующими минералами в породе являются клинопироксен (70–80 %), амфибол (5–10 %), биотит (5–10 %), апатит (3–5 %) и нефелин (1–5 %). Второстепенные минералы представлены кальцитом, баритом, баритоцелестином и скаполитом; аксессуарными (менее 1 %) минералами являются циркон и титанит. Клинопироксен по составу является промежуточным между эгирином и диопсидом (Di_{40–45}Aeg_{50–40}Ned_{5–20}), замещается поздними биотитом, амфиболом и кальцитом. Амфибол по составу относится к группе щелочных амфиболов – рихтериту. Слюда в якупиран-

гитах представлена тетраферрифлогопитом. Кристаллы флогопита чаще всего зональные, что обусловлено вариациями в составе FeO, MgO и TiO₂. Апатит по составу относится к группе фторапатита: содержание F – до 4,16 мас. %, SrO – до 1,32 мас. % и LREE₂O₃ – до 3,25 мас. %. Нефелин образуют редкие кристаллы неправильной формы, замещается скаполитом. Титанит образует удлиненные кристаллы, циркон – призматические кристаллы, размеры зерен редко достигают 100 мкм.

Фельдшпатоидные (щелочные) сиениты являются одной из поздних силикатных фаз массива (рис. 2, *b, c*). Структура породы среднeзернистая, текстура – массивная. Содержание кремнезема составляет 57–60 мас. %, а сумма щелочей равна 11,5–12 мас. %. Породообразующие минералы щелочных сиенитов представлены полевыми шпатами (40–60 %), нефелином (10–15 %) и клинопироксеном (10–20 %). Второстепенные минералы – биотит, фторапатит, лейцит, барит, стронцианит, мусковит, скаполит,

банальсит; акцессорные – пироксид, титанит и ильменит. Калиевый полевой шпат образует пойкилитовые вроски в альбите, в своем составе содержит примеси BaO – 3–7,12 мас. % и FeO_t – до 0,36 мас. %. Нефелин содержит CaO – до 4,66 мас. % и SrO – до 1,5 мас. %. В некоторых образцах в виде вросок встречается бариевый полевой шпат – банальсит с содержанием BaO до 40,12 мас. %. Пироксен по составу соответствует эгирин-диопсиду Di_{40–50}Aeg_{30–40}Hed_{10–20}. Апатит относится к группе фторапатита и содержит в своем составе SrO и LREE₂O₃ до 1,21 и 1,5–2 мас. % соответственно. Слюда по составу принадлежит к группе флогопита с содержанием TiO₂ до 2,5 мас. %. Скаполит замещает фельдшпатоидные минералы. Мусковит, барит и стронцианит в породе редки и образовались, вероятно, в ходе поздних гидротермально-метасоматических процессов. Титанит и ильменит образуют тесные сростания – каймы титанита вокруг ксеноморфных кристаллов ильменита. Титанит содержит примесь FeO_t до 2,2 мас. %, а в составе ильменита отмечается примесь MnO до 2 мас. %. Пироксид в сиенитах имеет размеры до 150 мкм и по содержанию оксидов титана (до 15 мас. %) и урана (до 20 мас. %) может быть отнесен к группе уранпироксидов.

Карбонатиты представляют собой среднезернистые породы с массивной текстурой (см. рис. 2, *d–f*). На территории комплекса присутствует большое количество разновидностей карбонатитов: пироксеновые, флогопитовые, апатитовые, нефелиновые, флюоритовые, пироксидсодержащие и др. Исследуемые образцы карбонатитов и силикокарбонатита являются типичными разновидностями карбонатитовой серии комплекса Арбарастах. Образцы представляют собой кальциокарбонатиты и силикокарбонатиты (SiO₂ от 20 до 27 мас. %); содержание CaO уменьшается пропорционально увеличению степени гидротермального изменения пород. Содержание щелочей (Na₂O + K₂O) низкое для всех разновидностей – для кальциокарбонатитов до 2 мас. %, для силикокарбонатитов – до 4,8 мас. %. Основными минералами карбонатитов являются кальцит и доломит (50–90 % породы), с варьирующими по количеству клинопироксеном, флогопитом, апатитом, амфиболом и титанитом. Второстепенные минералы представлены анкилитом-(Ce), бастнезитом-(Ce), предположительно бурбанкитом, а также баритом и стронцианитом. Акцессорными в породе являются титаномагнетит, циркон, цирконолит, пироксид и бадделеит. Также в массиве встречаются разновидности карбонатитов с полевыми шпатами и нефелином. Фельдшпатоиды здесь образуют идиоморфные кристаллы в карбонатном матрице.

Кальцит в карбонатитах образует призматические кристаллы размером от 1 до 5 мм и содержит мик-

ронные вкрапления стронцианита и анкилита-(Ce) (рис. 2, *e, f*). В химическом составе кальцита отмечаются примеси MgO до 1,31 мас. %, SrO до 1,53 мас. %. Клинопироксен по составу относится к эгирин-диопсиду (Di_{50–60}Aeg_{30–40}Hed_{0–20}) и встречается преимущественно в силикокарбонатитах, образуя призматические кристаллы. Щелочной амфибол (рихтерит) развивается по клинопироксену. Фторапатит (F= 4–5 мас. %) в карбонатитах обогащен легкими лантаноидами (LREE₂O₃ до 2,56 мас. %), причем их содержание увеличивается от центра к краю зерна, что свидетельствует о выносе редких земель из апатита вследствие поздних гидротермальных процессов [Prokoryev et al., 2017]. Фторапатит также содержит примесь SrO до 1,53 мас. %. Слюда представлена тетраферрифлогопитом. Слюда образует зональные кристаллы, что обусловлено различными содержаниями BaO (1,47–4,61 мас. %), FeO_t (1,71–1,96 мас. %), MgO (22,41–25,12 мас. %) и Al₂O₃ (13,89–16,14 мас. %).

Такие минералы, как барит, анкилит-(Ce), бастнезит-(Ce) и бурбанкит, встречаются в породах в виде микропрожилков и микровкрапленников в карбонатах либо по периферии кристаллов апатита, нефелина и магнетита. Титаномагнетит (TiO₂ до 0,52 мас. %) в породе встречается редко и содержит включения ильменита. Минералы группы пироксидов являются главным концентратом ниобия в карбонатитах, образуют октаэдрические светло-коричневые, коричневые до черных кристаллы размером 0,2–1 мм. Пироксид кристаллизуется в виде идиоморфных зональных октаэдров, врастающих в кристаллы силикатов. Часто можно заметить приуроченность акцессорного пироксидов к скоплениям апатита (рис. 2). В химическом составе пироксидов содержания UO₂ варьируют от 0 до 12,39 мас. %, ThO₂ от 0 до 5,06 мас. % и Ta₂O₅ от 3 до 12 мас. %. Часто отмечаются содержания BaO до 10,22 мас. %, SrO до 3 мас. %, а FeO до 2,5 мас. %. Бадделеит встречается в карбонатитах довольно редко и образует мельчайшие одиночные кристаллы. В химическом составе отмечается примесь HfO₂ до 1,8 мас. %.

Результаты датирования

Ar-Ar исследования. Образец флогопита щелочного пироксидита (якупирангита) (обр. 2-1/19) демонстрирует возрастной спектр, состоящий из 12 ступеней (рис. 3, *a*, табл. 1). Девять средневысокотемпературных ступеней образуют возрастное плато, характеризующееся средневзвешенным возрастом в 632,5 ± 6 млн лет. Ступени возрастного плато включают более 98 % от общего количества ³⁹Ar, выделенного в ходе эксперимента.

В результате эксперимента по определению возраста $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом был получен возрастной спектр флогопита образца карбонатита (обр. 68-1б), состоящий из 12 ступеней (рис. 3, а, табл. 1). Девять ступеней могут быть объединены в надежное возрастное плато со средневзвешенным возрастом 651 ± 6 млн лет, соответствующее более 99 % от выделенного ^{39}Ar .

Возрастной спектр флогопита из силикокарбонатита (обр. 66-1), полученный методом ступенчатого прогрева, состоит из восьми ступеней (рис. 3, с, табл. 1). Возраста семи ступеней совпадают в интервале ошибок 1σ и могут быть объединены в возрастное плато. В рамках возрастного плато выделено 99 % ^{39}Ar от общего количества, полученного в ходе эксперимента. Средневзвешенный возраст плато составляет $642,6 \pm 6,6$ млн лет.

Возрастной спектр флогопита карбонатита (обр. 50-2) образует возрастной спектр, состоящий из 10 ступеней (рис. 3, d, табл. 1). Восемь ступеней согласуются между собой в пределах погрешности 1σ и дают средневзвешенный возраст $657,8 \pm 6,5$ млн лет. Количество газа, выделенное в рамках этих ступеней, составляет 90 % от общего количества ^{39}Ar .

Для монофракции флогопита из щелочного сиенита (обр. 56-4) получен возрастной спектр, включающий 11 ступеней (рис. 3, e, табл. 1). Восемь высокотемпературных ступеней могут быть объединены в возрастное плато, со средневзвешенным возрастом $645,9 \pm 6,4$ млн лет. Общее количество ^{39}Ar для включенных в плато ступеней достигает 85 % от общего количества ^{39}Ar , выделенного в ходе измерения образца.

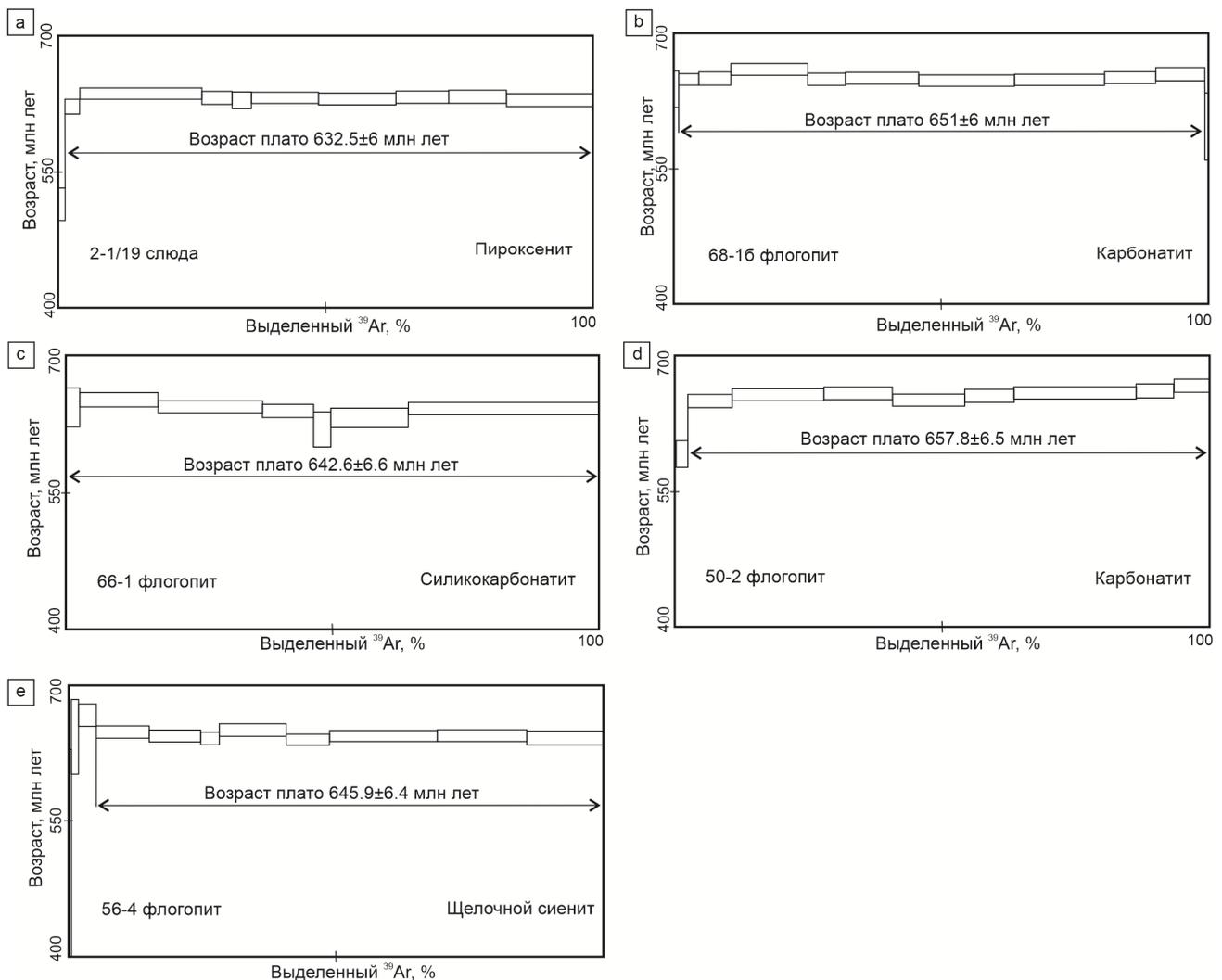


Рис. 3. Результаты Ar-Ar датирования щелочных пород комплекса Арбарастах: возрастные спектры слюд а – пироксенита (обр. 2-1/19); б – карбонатита (обр. 68-1б); с – силикокарбонатита (обр. 66-1); д – карбонатита (обр. 50-2); е – щелочного сиенита (обр. 56-4)

Fig. 3. Results of Ar-Ar dating of alkaline rocks of the Arbarastakh complex: age spectra of micas

а – пироксенит (sample 2-1/19); б – карбонатит (sample 68-1b); с – силикокарбонатит (sample 66-1); д – карбонатит (sample 50-2); е – щелочной сиенит (sample 56-4)

Результаты Ar-Ar датирования пород

Table 1

Result of Ar-Ar dating of rocks

T, °C	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	±	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	±	Выделенный ³⁹ Ar, %	Возраст, млн лет	±
2-1/19 флогопит / якуширангит										J=0,004375±0,00005	
500	352,2	80,2	0,3	0,2	2,7	0,8	1,0	0,3	0,1	413,4	430,5
630	175,9	4,7	0,04	0,03	0,8	0,1	0,43	0,03	0,4	347,0	52,5
750	116,3	1,1	0,027	0,005	1,74	0,06	0,138	0,010	1,5	514,4	18,1
870	106,7	0,4	0,014	0,004	0,19	0,01	0,042	0,003	4,3	623,3	8,3
970	98,9	0,1	0,014	0,000	0,004	0,002	0,0068	0,0006	27,1	637,7	6,3
1 025	102,6	0,2	0,014	0,001	0,01	0,01	0,022	0,002	32,7	632,7	7,2
1 075	103,5	0,4	0,020	0,003	0,013	0,009	0,027	0,004	36,4	630,3	9,2
1 150	99,1	0,1	0,0158	0,0005	0,016	0,001	0,010	0,001	48,9	633,2	6,2
1 200	98,3	0,1	0,017	0,001	0,026	0,003	0,008	0,001	63,3	632,0	6,6
1 230	99,2	0,2	0,011	0,001	0,005	0,005	0,010	0,002	73,2	633,9	7,0
1 250	99,2	0,2	0,011	0,001	0,013	0,003	0,010	0,002	83,9	634,5	7,1
1 280	98,5	0,2	0,011	0,002	0,026	0,005	0,009	0,002	100,0	630,7	7,2
68-1б флогопит/карбонатит										J=0,004398±0,000051	
500	210,8	18,0	0,07	0,07	1,6	0,6	0,56	0,10	0,1	333,7	168,5
650	116,7	1,3	0,022	0,008	1,21	0,03	0,07	0,01	1,1	638,3	20,4
750	103,6	0,2	0,007	0,002	0,15	0,01	0,018	0,002	4,8	648,8	6,9
825	102,1	0,3	0,013	0,001	0,048	0,009	0,012	0,002	10,8	650,0	7,3
900	102,2	0,1	0,0121	0,0006	0,038	0,002	0,006	0,001	25,1	659,9	6,5
950	101,6	0,2	0,013	0,001	0,008	0,006	0,010	0,001	32,2	649,4	6,7
1 020	100,4	0,1	0,0127	0,0005	0,003	0,003	0,006	0,001	45,9	650,5	6,5
1 100	99,5	0,1	0,0139	0,0005	0,0004	0,0008	0,004	0,001	63,8	647,8	6,3
1 150	99,7	0,1	0,0117	0,0003	0,0040	0,0009	0,0044	0,0006	80,6	648,6	6,3
1 200	101,0	0,1	0,0135	0,0007	0,0062	0,0007	0,007	0,001	90,2	651,1	6,5
1 240	101,4	0,2	0,0177	0,0006	0,030	0,006	0,006	0,002	99,3	655,1	7,1
1 280	124,7	2,6	0,031	0,010	0,20	0,09	0,12	0,02	100,0	597,1	37,0
66-1 флогопит/силикокарбонатит										J=0,004509±0,000053	
500	348,1	61,2	0,3	0,2	1,9	0,9	1,3	0,3	0,1	0,0	545,1
800	134,6	1,5	0,037	0,005	20,7	0,5	0,13	0,01	2,6	643,7	21,2
900	101,6	0,3	0,015	0,001	4,0	0,1	0,017	0,002	17,3	651,9	7,6
950	97,3	0,1	0,014	0,001	0,04	0,01	0,007	0,001	36,9	644,4	6,6
1 000	97,2	0,2	0,016	0,002	0,03	0,02	0,009	0,002	46,5	639,8	7,2
1 100	99,3	1,0	0,012	0,003	0,05	0,07	0,03	0,01	49,7	619,8	19,1
1 175	95,1	0,6	0,014	0,001	0,03	0,02	0,007	0,005	64,3	632,3	10,5
1 250	95,8	0,1	0,0130	0,0005	0,007	0,005	0,0029	0,0009	100,0	642,7	6,6
50-2 флогопит/карбонатит										J=0,004473±0,000052	
550	188,2	8,5	0,04	0,02	0,4	0,3	0,46	0,05	0,3	372,2	88,6
850	106,5	0,8	0,007	0,006	0,24	0,03	0,066	0,007	2,5	592,5	14,4
920	101,5	0,2	0,018	0,002	0,018	0,004	0,015	0,002	10,8	650,5	7,3
980	100,2	0,1	0,012	0,001	0,005	0,004	0,006	0,001	28,0	657,5	6,6
1 030	100,4	0,1	0,014	0,001	0,004	0,003	0,006	0,001	40,8	659,1	6,8
1 080	99,5	0,1	0,0129	0,0004	0,006	0,002	0,008	0,001	54,3	651,5	6,6
1 125	101,2	0,2	0,0166	0,0007	0,000	0,007	0,011	0,002	63,5	656,3	7,2
1 175	100,3	0,2	0,0140	0,0004	0,008	0,000	0,005	0,001	86,3	659,6	6,7
1 215	103,1	0,3	0,013	0,001	0,001	0,003	0,014	0,002	93,4	661,7	7,7
1 260	104,2	0,2	0,014	0,001	0,017	0,003	0,014	0,002	100,0	667,7	7,3

T, °C	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	Выделенный ^{39}Ar , %	Возраст, млн лет	±
56-4 флогопит/щелочной сиенит										J=0,004457±0,000052	
500	393,4	31,6	0,16	0,07	1,1	0,5	0,8	0,1	0,2	1006,7	125,8
630	283,9	27,7	0,09	0,04	0,2	0,1	0,7	0,1	0,6	444,9	185,2
760	164,8	3,9	0,05	0,02	0,19	0,05	0,23	0,02	1,9	644,4	41,7
860	118,1	0,7	0,023	0,003	0,01	0,01	0,059	0,006	5,2	669,0	12,4
960	104,8	0,2	0,020	0,002	0,003	0,005	0,025	0,002	15,1	650,3	7,0
1 000	104,5	0,2	0,0145	0,0004	0,000	0,003	0,027	0,002	24,7	645,6	7,1
1 040	108,3	0,3	0,019	0,004	0,010	0,009	0,041	0,002	28,2	642,8	7,5
1 100	102,1	0,2	0,0171	0,0006	0,000	0,002	0,015	0,001	40,7	652,6	6,9
1 150	103,2	0,1	0,010	0,001	0,001	0,003	0,0250	0,0007	48,8	641,5	6,4
1 200	99,4	0,1	0,0132	0,0003	0,003	0,001	0,0099	0,0008	69,0	645,5	6,5
1 280	99,4	0,3	0,0162	0,0008	0,005	0,005	0,011	0,003	100,0	643,2	8,4

Примечание. Ошибки указаны с интервалом $\pm 2\sigma$.

Note. Errors are indicated with an interval of $\pm 2\sigma$.

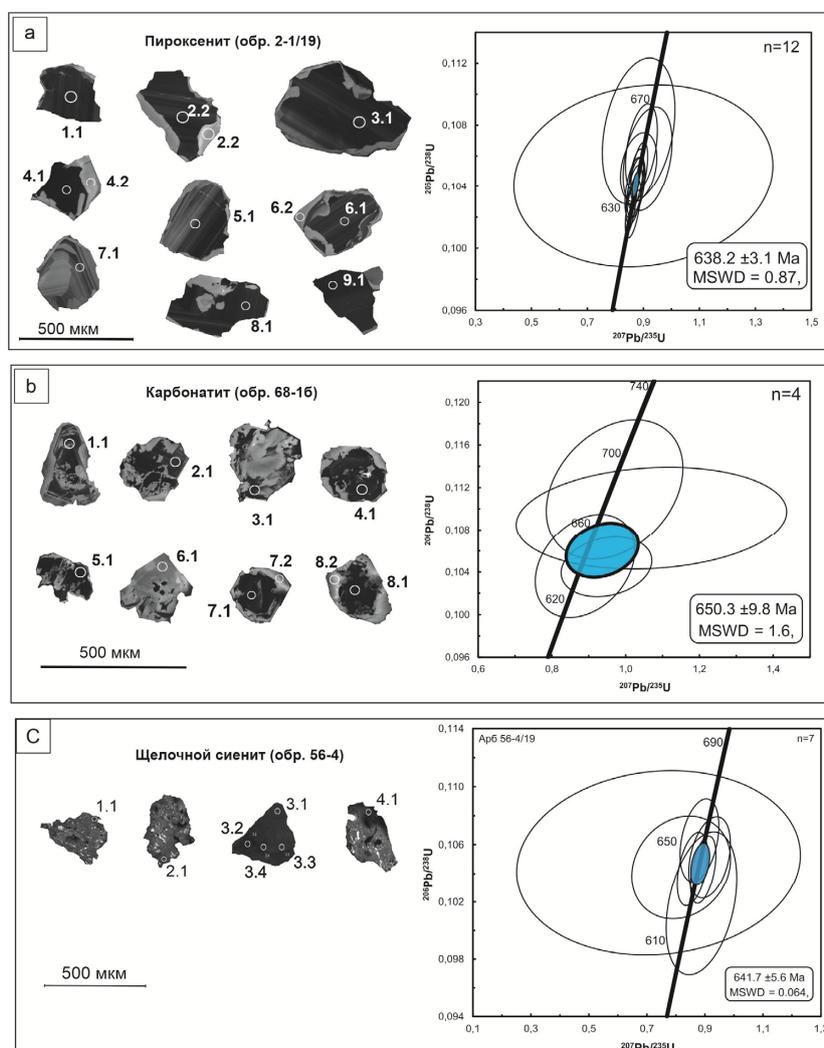


Рис. 4. Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования щелочных пород комплекса Арбарастах

Катодолуминесцентные фотографии исследуемых цирконов и диаграммы с конкордией для образцов: *a* – пироксенита (обр. 2-1/19); *b* – карбонатита (обр. 68-16); *c* – щелочного сиенита (обр. 56-4)

Fig. 4. Results of U-Pb (SHRIMP II) dating of alkaline rocks of the Arbarastakh complex

Cathodoluminescent photographs of the studied zircons and diagrams with concordia for samples: *a* – pyroxenite (sample 2-1/19); *b* – carbonatite (sample 68-1b); *c* – alkaline syenite (sample 56-4)

Таблица 2

Table 2

Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования пироксенита (обр. 2-1/19)

Results of U-Pb (SHRIMP II) dating of pyroxenite (sample 2-1/19)

№	% 206Pbc	г/г U	г/г Th	232Th/238U	г/г 206Pb*	206Pb/238U возраст	(1) 207Pb/206Pb возраст	% несогл. возраст	(1) 238U/206Pb* ±%	(1) 207Pb*/206Pb* ±%	(1) 207Pb*/206Pb* ±%	(1) 207Pb*/235U ±%	(1) 206Pb*/238U ±%	Ошибка корр.
1.1	0,00	147	245	1,72	13,1	634,6	4,6	0	9,666	0,76	0,06080	1,2	0,10346	0,5
2.1	0,00	152	210	1,43	13,7	643,2	4,7	0	9,53	0,76	0,06119	1,2	0,10493	0,5
2.2	0,00	7	4	0,56	0,603	659,0	11,0	-11	9,29	1,8	0,05950	5,7	0,1076	0,3
3.1	0,00	117	136	1,19	10,5	637,3	4,7	0	9,623	0,78	0,06100	1,3	0,10392	0,5
4.1	0,00	405	731	1,86	35,8	630,5	4,3	-2	9,732	0,72	0,06045	0,7	0,10276	0,7
4.2	2,48	11	96	9,13	1,01	642,0	14,0	6	9,55	2,3	0,06200	21,0	0,1047	0,1
5.1	0,00	118	134	1,17	10,6	637,4	4,8	-2	9,623	0,78	0,06057	1,4	0,10392	0,5
6.1	0,29	91	97	1,10	8,26	645,0	5,4	-2	9,502	0,88	0,06080	2,9	0,10524	0,3
6.2	0,00	15	6	0,40	1,4	648,2	8,0	8	9,45	1,3	0,06270	3,6	0,1058	0,3
7.1	0,00	35	32	0,94	3,17	652,2	6,6	-3	9,393	1,1	0,06080	2,4	0,1065	0,4
8.1	0,00	185	256	1,42	16,6	640,6	4,7	-2	9,571	0,77	0,06060	1,1	0,10448	0,6
9.1	0,00	208	460	2,28	18,3	629,4	4,6	2	9,75	0,76	0,06100	1,0	0,10257	0,6

Таблица 3

Table 3

Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования карбоната (обр. 68-1б)

Results of U-Pb (SHRIMP II) dating of carbonate (sample 68-1b)

№	% 206Pbc	г/г U	г/г Th	232Th/238U	г/г 206Pb*	(1) 206Pb/238U возраст	(2) 206Pb/238U возраст	(3) 206Pb/238U возраст	(1) 207Pb/206Pb возраст	(1) 208Pb/232Th возраст	% несогл. возраст	Сум. 238U/206Pb	±%
8.1	8,32	750	6554	9	29,1	261,7	7,6	113	-695	222,7	-366	22,12	2,6
5.1	0,56	58	4150	74	4,42	547,3	5,5	582	571	578,4	4	11,22	0,98
2.1	9,42	1	644	452	0,132	585,0	44,0	464	2522	466,0	25	9,54	4,6
7.2	0,44	64	815	13	5,4	601,4	5,6	489	775	548,9	29	10,182	0,93
8.2	38,94	1	9	13	0,102	628,0	240,0	446	3260	543,0	420	5,96	5,2
7.1	0,62	42	1286	31	3,81	640,7	6,7	603	800	611,3	25	9,51	1
6.1	0,00	6	50	9	0,541	641,0	11,0	801	665	668,0	4	9,56	1,9
1.1	1,85	14	731	55	1,31	668,0	12,0	645	968	648,0	45	8,99	1,3
3.1	0,00	4	1288	359	0,356	683,0	15,0	632	705	633,0	3	8,94	2,4
4.1	0,92	9	1165	140	1,48	1163,0	18,0	312	1026	357,0	-12	5,011	1,6

Таблица 3 (продолжение)

Общ. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ⁽¹⁾	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ⁽¹⁾	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ⁽¹⁾	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ⁽¹⁾	$\pm\%$	Ошибка корр.
0,1032	1,2	24,13	3	0,035	32	0,201	32	0,0414	3	0,1
0,0636	2,1	11,29	1	0,0591	5,3	0,722	5,4	0,0886	1	0,2
0,233	5,8	10,53	7,9	0,166	27	2,18	28	0,0949	7,9	0,3
0,0685	1,8	10,226	0,97	0,065	3,9	0,877	4	0,0978	0,97	0,2
0,502	5,7	9,8	41	0,26	87	3,7	96	0,1020	41	0,4
0,0708	2,1	9,57	1,1	0,0658	5,2	0,948	5,3	0,1045	1,1	0,2
0,0617	5,9	9,56	1,9	0,0617	5,9	0,89	6,2	0,1046	1,9	0,3
0,0864	3,3	9,16	1,8	0,0714	14	1,07	14	0,1091	1,8	0,1
0,0629	7,4	8,94	2,4	0,0629	7,4	0,97	7,8	0,1118	2,4	0,3
0,0812	2,4	5,057	1,7	0,0734	7,6	2	7,8	0,1977	1,7	0,2

Таблица 4

Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования щелочного сиенита (обр. 56-4)

Table 4

Results of U-Pb (SHRIMP II) dating of alkaline syenite (sample 56-4)

№	% $^{206}\text{Pb}_c$	г/г U	г/г Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$\text{г/г }^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст ⁽¹⁾	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст ⁽¹⁾	% Несогл. возр.	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ ⁽¹⁾	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ ⁽¹⁾	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ⁽¹⁾	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ⁽¹⁾	$\pm\%$	Ошибка корр.
1.1	2,71	7	107	15,78	0,647	642,0	264 ±620	-59	9,55	2,5	0,052	27	0,74	27	0,1047	2,5	0,1
2.1	0,00	8	44	6,06	0,66	625,0	715 ±110	14	9,82	2,0	0,0632	5,3	0,888	5,6	0,1019	2,0	0,3
3.1	0,90	21	37	1,79	1,93	640,1	485 ±180	-24	9,58	1,4	0,0568	8,4	0,818	8,5	0,1044	1,4	0,2
3.2	0,00	64	98	1,57	5,74	639,3	682 ±39	7	9,593	0,9	0,0622	1,8	0,894	2	0,1043	0,9	0,5
3.3	0,00	23	36	1,58	2,11	644,3	715 ±64	11	9,51	1,1	0,0632	3	0,916	3,2	0,1051	1,1	0,4
3.4	0,00	27	29	1,14	2,43	651,4	606 ±62	-7	9,41	1,1	0,0601	2,9	0,881	3,1	0,1063	1,1	0,4
4.1	0,11	30	78	2,69	2,7	639,4	588 ±49	-8	9,59	1,0	0,0596	2,3	0,857	2,5	0,1043	1,0	0,4

U-Pb (SHRIMP II) исследования. Для определения U-Pb возраста щелочных пород массива Арбарастах были датированы цирконы из образцов пироксенита (обр. 2-1/19), карбонатита (обр. 68-1б) и щелочного сиенита (обр. 56-4) (см. рис. 4). Цирконы в основном представлены обломками кристаллов размером 200–500 мкм; в катодоллюминесцентных изображениях прослеживается магматическая зональность (рис. 4). U-Pb изотопные данные и характер распределения тория, урана и величины Th/U приведены в табл. 2–4. Согласно полученным результатам, время кристаллизации образца пироксенита составляет $638,2 \pm 3,1$ млн лет ($n = 12$); возраст карбонатита показал интервал $650,3 \pm 9,8$ млн лет ($n = 4$), возраст щелочного сиенита составляет $641,7 \pm 5,6$ млн лет ($n = 7$) (рис. 4).

Обсуждение результатов

Полученные данные Ar-Ar и U-Pb датирования по основным фазам щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах определяют интервал кристаллизации пород в период ~ 657 – 636 млн лет с молодой границей в $626,5$ млн лет. При этом Ar-Ar и U-Pb значения для каждого из типов пород находятся в пределах ошибки каждого из методов. Полученные результаты коррелируют с предшествующими U-Pb геохронологическими данными $630,5 \pm 5,7$ млн лет (U-Pb, циркон, ВСЕГЕИ, 2015) и 656 ± 5 и 653 ± 9 млн лет (U-Pb, циркон, бадделеит [Vladykin, Alymova, 2020]), которые также показывают широкий диапазон времени кристаллизации щелочных пород комплекса Арбарастах. Такой интервал значений возраста, вероятно, отражает достаточно длительную историю становления пород комплекса и характеризует многоимпульсное внедрение пород (рис. 5).

Тем не менее определенный возрастной интервал образования пород комплекса Арбарастах находится в пределах значений для других щелочных карбонатитовых комплексов, которые структурно тяготеют к краевым частям Сибирского кратона и характеризуются близкими типами редкометалльных месторождений. Эти комплексы-месторождения прослеживаются на расстояние более 3 000 км от Енисейского кряжа через юго-западный выступ кратона (Белая Зима, Тагна, Жидой) до Алданского щита (Ингили, Арбарастах) [Ярмолюк и др., 2005; Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

Так, например, ийолиты Жидойского комплекса и карбонатиты Ингилийского комплекса дают значения 632 ± 2 и 654 ± 7 млн лет соответственно [Ярмолюк и др., 2005], возрастной интервал в 645 – 643 млн лет определен для пород комплекса Белая Зима [Ярмолюк и др., 2005; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019; Хромова, Дорошкевич, Избродин, 2020]. Значения, по-

лученные для щелочных пород и карбонатитов Енисейского кряжа, также лежат во временном диапазоне 725 – 610 млн лет [Врублевский и др., 2003, 2011; Верниковская и др., 2007; Сазонов и др., 2007; Ножкин и др., 2008]. Образование щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса произошло в интервале 670 – 650 млн лет [Верниковская и др., 2007; Ножкин и др., 2008], а возраст карбонатитов Веселого и Пограничного проявлений (Северное Забайкалье) имеет значения 645 – 600 млн лет [Рипп, Дорошкевич, Посохов, 2009].

Возрастной интервал формирования вышеперечисленных близковозрастных щелочных карбонатитовых комплексов согласуется с неопротерозойской эпохой крупномасштабного проявления внутриплитного магматизма на Сибирском кратоне, геодинамическая интерпретация которого неоднозначна.

С одной стороны, проявление магматизма западной окраины Сибирского кратона, представленного кислыми и основными породами и сопровождающегося интенсивным дайкообразованием, исследователи связывают с неопротерозойскими процессами растяжения вдоль западной окраины континента в обстановке активной континентальной окраины [Верниковская и др., 2007, 2013; Верниковский и др., 2008]. С другой стороны, бимодальный магматизм и гранитообразование Енисейского кряжа и Олоkitской зоны Байкальской складчатой области (700 – 727 млн лет) [Рыцк и др., 2002; Ножкин и др., 2008; Лиханов, Ревердатто, 2015], так же как дайковые пояса Саяно-Байкальского региона (780 – 740 млн лет) [Sklyarov et al., 2003; Гладкочуб и др., 2007] и платиноносные ультрамафит-мафитовые расслоенные массивы (Довыренский, Барбитайский и другие) (около 720 млн лет) [Ярмолюк и др., 2005; Кузьмин, Ярмолюк, 2014], рассматриваются в качестве индикаторов распада.

Стоит отметить, что временной диапазон распада исследователями оценивается неоднозначно. Начало раскола Родинии относят к рубежу $1,1$ – $1,0$ млрд лет, а окончательный раскол оценивают периодом 750 – 600 млн лет [Meert, Poweel, 2001; Метелкин, Верниковский, Казанский, 2007; Li, Zhong, 2009; Добрецов, 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Гордиенко, 2019 и другие]. В любом случае, исследователи [Ярмолюк и др., 2005; Ножкин и др., 2008; Врублевский и др., 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2014] полагают, что суперплюм, обусловивший распад суперконтинента Родиния, в составе которой находилась Сибирь, зародился в слое D" и определил формирование вдоль рифтовых зон, проявленных при расколе суперконтинента, ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов, ответственных за редкометалльное (Nb, Ta, редкоземельные элементы) оруденение, а также ультрамафит-мафитовые расслоенные интрузии с Cu-Ni-Pt оруденением.

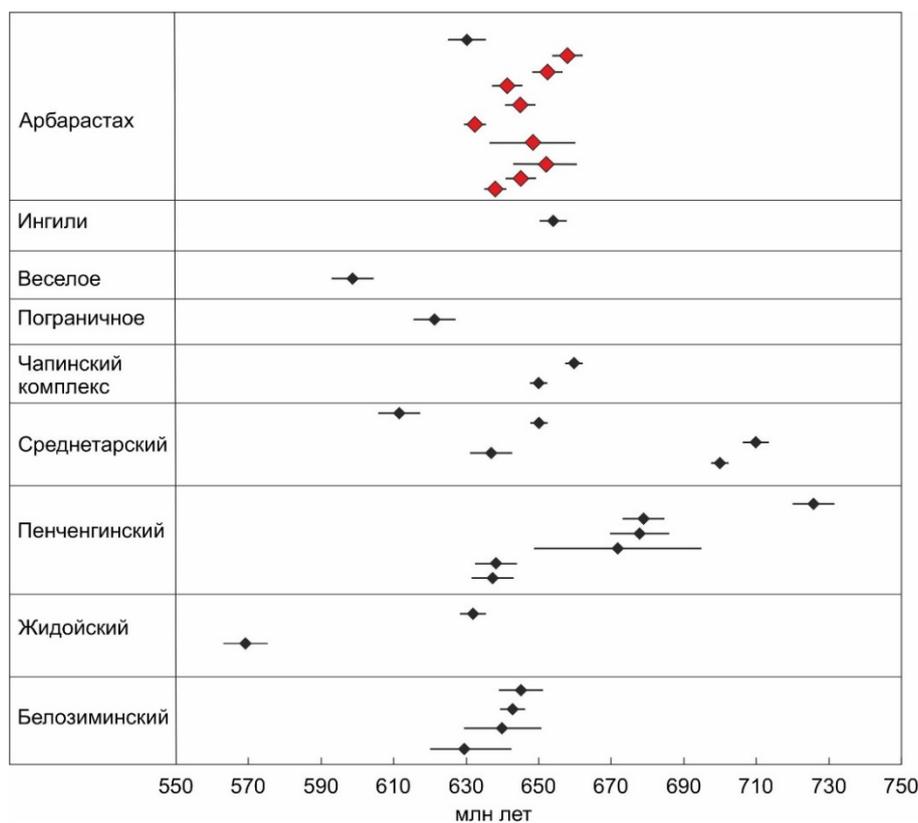


Рис. 5. Результаты датирования щелочных пород комплекса Арбарастах (красным показаны новые данные) в сравнении с геохронологическими данными по близковозрастным щелочным комплексам краевых частей Сибирского кратона

См. описание в тексте. На диаграмме данные Ярмолук и соавт. [2005], Кузьмин, Ярмолук [2014], Doroshkevich et al. [2016], Salnikova et al. [2019], Хромова и др. [2020], Врублевский и соавт. [2003, 2011]; Сазонов и соавт. [2007]; Верниковская и соавт. [2007]; Ножкин и соавт. [2008]; Рипп и соавт. [2009]

Fig. 5. Results of dating of alkaline rocks of the Arbarastakh complex (new data are shown in red) in comparison with geochronological data on close-aged alkaline complexes of the marginal parts of the Siberian Craton

See description in the text. Data from Yarmolyuk [2005] on the diagram; Kuzmin, Yarmolyuk [2014], Doroshkevich et al. [2016], Salnikova et al. [2019], Khromova et al. [2020], Vrublevsky et al. [2003, 2011], Sazonov et al. [2007], Vernikovskaya et al. [2007], Nozhkin et al. [2008], Ripp et al. [2009]

Последующие исследования щелочных пород комплекса Арбарастах геохимическими и изотопно-геохимическими методами позволят нам соотнести процессы становления массива с геодинамической обстановкой, проявленной в данном регионе на Сибирском кратоне в период 640–655 млн лет. Учитывая ниобиевую специфику карбонатитов Арбарастаха, наиболее вероятно предполагать рифтогенную обстановку становления щелочного комплекса, связанную с расколом суперконтинента Родиния.

Заключение

Геохронологические исследования щелочных пород щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах отражают достаточно дли-

тельную историю становления комплекса и характеризуют многостадийное внедрение пород. Результаты Ar-Ar датирования показали время кристаллизации основной фазы массива – пироксенитов (якупирангитов) – $632,5 \pm 6$ млн лет; щелочные сиениты имеют возраст $645,9 \pm 6,4$ млн лет. Время внедрения силикокарбонатитов составляет $642,6 \pm 6,6$ млн лет; образование карбонатитов происходило в диапазоны 651 ± 6 и $657,8 \pm 6,5$ млн лет. Данные U-Pb датирования пироксенитов показали возраст $638,2 \pm 3,1$ млн лет, время внедрения карбонатитов – $650,3 \pm 9,8$ млн лет, возраст кристаллизации щелочного сиенита составляет $641,7 \pm 5,6$ млн лет.

Таким образом, определенный возрастной интервал образования пород комплекса Арбарастах составляет ~ 657–636 млн лет, что находится в преде-

лах значений для других щелочных карбонатитовых комплексов, которые структурно тяготеют к краевым частям Сибирского кратона, и характеризуются близкими типами редкометальных месторождений.

Список источников

- Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н.** Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология. 2003. Т. 11, № 2. С. 145–163.
- Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А.** Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, центральная Сибирь: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – геохронология пенченгинского комплекса // Доклады Академии наук. 2011. Т. 437, № 4. С. 514–519.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д.** Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 5–21.
- Верниковская А.Е., Даценко В.М., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Лаевский Ю.М., Романова И.В., Травин А.В., Воронин К.В., Лепехина Е.Н.** Эволюция магматизма и карбонатит-гранитная ассоциация в неопротерозойской активной континентальной окраине сибирского кратона: термохронологические реконструкции // Доклады Академии наук. 2013. Т. 448, № 5. С. 555–562.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др.** Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Доклады Академии наук. 2008. Т. 419, № 1. С. 90–94.
- Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков А.Г.** Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974. 174 с.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Складчиков Е.В., Пономарчук В.А.** Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 22–41.
- Гордиенко И.В.** Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 2. С. 405–457.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А.** Уран-редкометальное оруденение в массивах ультраосновных щелочных пород юго – востока Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 76–91.
- Добрецов Н.Л.** Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 1957–1973.
- Зленко Н.Д.** Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита // Труды ВАГТ. 1961. Вып. 7. С. 66–73.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. № 2. С. 153–184.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Неопротерозойские комплексы – индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия. 2015. № 8. С. 675–694.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 42–59.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.** Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 666–688.
- Парфенов Л.М., Кузьмин М.И.** Тектоника, геодинамика и металлогения территории республика Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 570 с.
- Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф.** Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. 2009. Т. 17, № 1. С. 79–96
- Рыцк Е.В., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымжий Р.Ш., Манеев А.Ф., Рилс Г.В.** Олокильская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41
- Сазонов А.М., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Федорова А.В., Гавриленко В.В., Звягина Е.А., Леонтьев С.И.** Заангарский щелочной интрузив, Енисейский кряж: Rb-Sr Sm-Nd изотопный возраст пород и источники фельдшпатоидных магм в позднем докембрии // Доклады Академии наук. 2007. Т. 413, № 6. С. 798–802.
- Травин А.В.** Термохронология субдукционно-коллизийных. коллизийных событий Центральной Азии : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2016.
- Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.** Геохимическая и Sr-Nd-Pb характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // Геосферные исследования. 2020. № 1. С. 33–55. DOI: 10.17223/25421379/14/3
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.** Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 2005. Т. 404, № 3. С. 400–406.
- 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.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7**
- Dalton J.A., Wood B.J.** The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle // Earth and Planetary Science letters 1993. V. 119. P. 511–525.

- Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladyskin N.V.** Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 26. P. 81–96.
- Ernst R.E., Bell K.** Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. P. 55–76. doi: 10.1007/s00710-009-0074-1
- Ernst R.E., Davies D.R., Jowitt S.M., Campbell I.H.** When do mantle plumes destroy diamonds? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. V. 502. P. 244–252. doi: 10.1016/j.epsl.2018.08.058
- Guzmics T., Zajacz Z.** Trace element partitioning between immiscible silicate and carbonate melts, based on natural melt inclusions from Kerimasi volcano, Tanzania. *Goldschmidt Conference Abstracts*. 2013. P. 1238.
- Hamilton D.L., Kjasgaard B.A.** The immiscibility of silicate and carbonate liquids // *The South African Journal of Geology*. 1993. V. 96 (3). P. 139–142.
- Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R.** Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part Two: Former USSR, London: Chapman & Hall, 1995.
- Kruk M.N., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izbrodin I.A.** Mineralogy of the Arbarastakh Complex (Republic of Sakha, Yakutia, Russia) // *Minerals*. 2021. V. 11. P. 556. doi: 10.3390/min11060556
- Le Bas M.J.** Nephelinitite and Carbonatite // *Alkaline Igneous Rocks*, Geological Society. Special Publications. London, 1987. V. 30. P. 53–83.
- Li Z.X., Zhong S.** Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole–mantle tectonics // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2009. V. 176. P. 143–156.
- Ludwig, K.R.** User’s manual for Isoplot/Ex, version 2.10, a geochronological toolkit for microsoft excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. Berkeley, 1999.
- Ludwig, K.R.** SQUID 1.00, A User’s Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publications. Berkeley, 2000.
- Meert J.G., Powell C. McA.** Assembly and break–up of Rodinia: introduction to the special volume // *Precambrian Research*, Special Issue. 2001. V. 110. P. 1–8.
- Mitchell R.H.** Mineralogical and experimental constraints on the origin of niobium mineralization in carbonatites // *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes*. 2005. No. 17. P. 201–216.
- Mitchell R.H.** Sylvite and fluorite microcrystals, and fluorite–nyerereite intergrowths from natrocarbonatite, Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Mineralogical Magazine*. 2006. V. 70. P. 103–114.
- Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Redina A.A., Obukhov A.V.** Magnetite-apatite-dolomitic rocks of Ust-Chulman (Aldan shield, Russia): Seligdar – type carbonatites? // *Mineralogy and Petrology*. 2017. V. 112. P. 257–266. doi: 10.1007/s00710-017-0534-y
- Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Zhumadilova D.V., Starikova A.V.** Petrogenesis of Zr-Nb (REE) carbonatites and phosphorites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia); mineralogy and inclusion data // *Ore geology Reviews*. 2021. V. 131 (2). P. 104042. doi: 10.1016/j.oregeorev.2021.104042
- Rock N.M.S.** The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnöites and allied rocks // *Journal of Petrology*. 1986. V. 27. P. 155–196. doi: 10.1093/petrology/27.1.155
- Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V.** Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // *Lithos*. 2019. V. 338. P. 141–154.
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A.** Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // *Precambrian Research*. 2003. V. 22. P. 359–377
- Steiger R.H., Jager E.** Subcommittee on geochronology; Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 36. P. 359–362.
- Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjasgaard B.A.** Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46, No. 9. P. 1893–1900.
- Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A. et al.** Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. P. 1261–1315. doi: 10.1093/petrology/egl008
- Vladyskin N.V., Alymova N.** The Zhidoy massif of ultrabasic – alkaline rocks and carbonatites: its geochemical features, sources and ore potential // *EGU General Assembly*. 2020. doi: 10.5194/egusphere-egu2020-8776
- Williams J.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. P. 1–35. doi: 10.5382/Rev.07.01

References

- Vrublevskii V.V., Pokrovskii B.G., Juravlev D.Z., Anoshin G.N. *Veshchestvennui sostav I vozrast penchenginskogo lineinogo kompleksa karbonatitov, Eniseiskoi kruaj* [Composition and age of the Penchenga Linear carbonatite complex, Yenisei Range] // *Petrologia* [Petrology]. 2003. V. 11, No. 2. pp. 145–163. In Russian
- Vrublevskii V.V., Revirdatto V.V., Izoh A.E., Gertner I.F., Udin D.C., Tishin P.A. *Neoproterozoiskui karbonatitovui magmatizm Eniseiskogo kryaja, central'naya Sibir'*: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – geochronologia penchenginskogo kompleksa [Neoproterozoic carbonatite magmatism of the yenisei ridge, central siberia: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Penchenga rock complex] // *Doklady Akademii nauk* [Doklady of Earth Sciences]. 2011. V. 437, No. 4. pp. 514–519. In Russian
- Vernikovskaya A.E., Vernikovskii V.A., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V., Vingeit M.T.D. *Leikogranitovui magmatizm A- tipa v evolucii kontinental'noi koru zapadnogo obramlenia Sibirskogo kratona* [Leucogranite A-type magmatism in the evolution of the continental crust on the Western framing of the Siberian Craton] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2007. V. 48, No. 1. pp. 5–21. In Russian
- Vernikovskaya A.E., Dacenko V.M., Vernikovskii V.A., Matushkin N.U., Laevskii U.M., Romanova I.V., Travin A.V., Voronin K.V., Lepehina E.N. *Evolucia magmatizma i karbonatit – granitnaya asociacia v neoproterozoiskoi aktivnoi kontinental'noi okraïne*

sibirskogo kratona : termohronologicheskie rekonstrukcii [Magmatism evolution and carbonatite-granite association in the Neoproterozoic active continental margin of the Siberian Craton: thermochronological reconstructions] // *Doklady Akademii nauk* [Doklady of Earth Sciences], 2013, V. 448, No. 5. pp. 555–562. In Russian

Vernikovskii V.A., Vernikovskii A.E., Sal'nikova E.B. et al. *Pozdnerifeiskui shelochnoi magmatizm zapadnogo obramlenia Sibirskogo kratona: rezultat kontinental'nogo riftogeneza ili akkrecionnykh sobutui?* [Late Riphean alkaline magmatism in the Western Margin of the Siberian Craton: a result of continental rifting or accretionary events?] // *Doklady Akademii nauk* [Doklady of Earth Sciences]. 2008. V. 419, No. 1. pp. 90–94. In Russian

Glagolev, A.A., Korzhagin, A.M. and Kharchenkov, A.G., *Shelochno-ultraosnovnue massivu Arbarastakh I Inagli*// Nauka, Moscow. 1974. 175 pp. In Russian

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V., Ponomarchuk V.A. *Kompleksu – indikatoru processov rastyagenuia na uge Sibirskogo kratona v dokembrii* [Signature of Precambrian extension event in the Southern Siberian craton] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2007. V. 48, No. 1. pp. 22–41. In Russian

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 Paleasian Ocean in the Neoproterozoic and Paleozoic // *Geodinamika i tektonofizika* [Geodynamics & Tectonophysics]. 2019. V. 10, No. 2. pp. 405–457. In Russian

Goroshko M.V., Gur'yanov V.A. *Uran-redkometal'noe orudeneie v massivah ultraosnovnykh shelochnykh porod – ugo vostoka Sibirskoi platform* // *Tihookenskaya geologiya*. 2004. V. 23, No. 2. pp. 76–91. In Russian

Dobrecov N.L. *Rannepaleozoiskaya tektonika i geodinamika Central'noi Azii: rol' rannepaleozoiskui manuinuh plumov* [Early Paleozoic Tectonics and Geodynamics of Central Asia: The Role of Early Paleozoic Mantle Plumes] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2011. No. 12. pp. 1957–1973. In Russian

Zlenko N.D. *Pozdnesunusuiskie intruzii centralnogo tipa vostochnoi okraunu Aldanskogo shita* // *Trudu VAGT*. 1961. V. 7. pp. 66–73. In Russian

Kuz'min M.I., Yarmoluk V.V. *Mantuinue plumu Severo – Vostochnoi Azii I ih rol' v formirovanii endogennykh mestorojdenii* [Mantle plumes of Northeastern Asia and their role in the formation of endogenous deposits] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2014. No.2. pp. 153–184. In Russian

Lihanov I.I., Reverdatto V.V. *Neoproterozoiskue kompleksu – indikatoru kontinental'nogo riftogeneza, kak svidetel'stvo kak svidetel'stvo processov raspada Rodinii na zapadnoi okraine Sibirskogo kratona* [Evidence of Middle Neoproterozoic extensional tectonic settings along the western margin of the Siberian Craton: implications for the breakup of Rodinia] // *Geohimia* [Geochemistry International]. 2015. No. 8. pp. 675–694. In Russian

Metelkin D.V., Vernikovskii V.A., Kazanskii A.U. *Neoproterozkui etap evolucii Rodinii v svete novykh paleomagnetnykh dannykh po zapadnoi okraine Sibirskogo kratona* [The Neoproterozoic stage of Rodinia evolution based on new paleomagnetic data from the western margin of the Siberian Craton] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2007. V. 48, No. 1. pp. 42–59. In Russian

Nojkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B., Berejnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Travin A.V., Ernst R.E. *Neoproterozoiskui riftogennui i vnutripoinnui magmatizm Eniseiskogo kryaga kak indikator processov raspada Rodinii* [Neoproterozoic rift and within-plate magmatism in the Yenisei Ridge: implications for the breakup of Rodinia] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2008. V. 49, No. 7. pp. 666–688. In Russian

Parfenov L.M., Kuzmin M.I. *Tektonika, geodinamika u metallogenia territorii respublika Saha (Yakutia)*. Moscow, Science. 2001. 570 p. In Russian

Ripp G.S., Doroshkevich A.G., Posohov V.F. *Vozrast karbonatnogo magmatizma Zabaikalia* [Age of carbonatite magmatism in Transbaikalia] // *Petrologia* [Petrology]. 2009. V. 17, No. 1. pp. 79–96. In Russian

Ruzk E.V., Shalaev V.C., Rizanova N.G., Krumjui R.Sh., Maneev A.F., Rils G.V. *Olokitskaya zona Baikal'skoi skladchatoi oblasti: novye izotopno – geochronologicheskie i petrogeochimicheskie dannue* [Olokit zone of the Baikal folded region: new isotope-geochronological and petrogeochemical data] // *Geotektonika* [Geotectonics]. 2002. No. 1. pp. 29–41. In Russian

Sazonov A.M., Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Fedorova A.V., Gavrilenko V.V., Zvyagina E.A., Leont'ev C.I. *Zaangarskui shelochnoi intruziv, Eniseiskui kryaj: Rb-Sr-Sm-Nd izotopnui vozrast porod I istochiniki feldspatoidnykh magm v pozdnem dokembrii* [The Transangara alkaline pluton, Yenisei Range: Rb-Sr And Sm-Nd isotope ages and sources of feldspathoid magmas In Late Precambrian] // *Doklady Akademii nauk* [Doklady of Earth Sciences]. 2007. V. 413, No. 6. pp. 798–802. In Russian

Travin A.V. *Termochronologia subdukcionno – kollizionnykh sobutui Central'noi Azii* [Thermochronology of subduction-collision. collisional events in Central Asia] // *Avtoreferat disertacii na soiskanie uchenoi stepeni doktora geologo mineralogicheskikh nauk* [Abstract of the dissertation for the degree of Doctor of Geological and Mineralogical Sciences]. Novosibirsk, 2016. In Russian

Hromova E.A., Doroshkevich A.G., Izbrodin I.A. *Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of alkaline rocks and carbonatite of the Belaya Zima Massif (Eastern Sayan)* // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2020. 1. pp. 33–55. Doi: 10.17223/25421379/14/3. In Russian

Yarmoluk V.V., Kovalenko V.I., Sal'nikova E.B., Nikiforov A.V., Kotov A.B., Vladukin N.V. *Pozdnerifeiskui riftogenez I raspada Lavrazii: dannue geochronologicheskikh issledovanii chelochno – ultraosnovnykh kompleksov ujnogo obramleniia Sibirskoi platformu* [Late Riphean rifting and breakup of Laurasia: data from geochronological studies of alkaline-ultrabasic complexes in the southern framing of the Siberian Platform] // *Doklady Akademii nauk* [Doklady of Earth Sciences]. 2005. V. 404, No. 3. pp. 400–406. In Russian

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.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol.* 2003. V.200. pp.155–170. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00165-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7).

Dalton J.A., Wood B.J. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle // *Earth and Planetary Science letters*. 1993. V. 119. pp. 511–525.

Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladukin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 26. pp. 81–96.

- Ernst R.E., Bell K. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. pp. 55–76. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0074-1>
- Ernst R.E., Davies D.R., Jowitt S.M., Campbell I.H. When do mantle plumes destroy diamonds? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. V. 502. pp. 244–252. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.058>
- Guzmics, T., Zajacz, Z. Trace element partitioning between immiscible silicate and carbonate melts, based on natural melt inclusions from Kerimasi volcano, Tanzania. Goldschmidt Conference Abstracts. 2013. 1238.
- Hamilton D.L., Kjasgaard B.A. The immiscibility of silicate and carbonate liquids // *The South African Journal of Geology*. 1993. V. 96 (3). pp. 139–142.
- Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., and Woolley A.R. *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World*. Part Two: Former USSR. London: etc.: Chapman & Hall, 1995.
- Kruk M.N., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izbrodin I.A. Mineralogy of the Arbarastakh Complex (Republic of Sakha, Yakutia, Russia) // *Minerals*. 2021. V. 11, 556. doi: 10.3390/min11060556
- Le Bas M.J. Nephelinitite and Carbonatite // *Alkaline Igneous Rocks*, Geological Society. Special Publications. London. 1987. V. 30. pp. 53–83.
- Li Z.X., Zhong S. Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole–mantle tectonics // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2009. V. 176. pp.143–156.
- Ludwig K.R. User’s manual for Isoplot/Ex, version 2.10, a geochronological toolkit for microsoft excel// Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley. 1999.
- Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User’s Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publications, Berkeley. 2000.
- Meert J.G., Powell C. McA. Assembly and break–up of Rodinia: introduction to the special volume // *Precambrian Research*, Special Issue. 2001. V.110. pp. 1–8.
- Mitchell R.H. Mineralogical and experimental constrains on the origin of niobium mineralization in carbonatites // In Rare Element Geochemistry and Mineral Deposits R.L. Linnen & I.M. Samson, eds.). *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes*. 2005. N. 17. pp. 201–216.
- Mitchell R.H. Sylvite and fluorite microcrysts, and fluorite–nyerereite intergrowths from natrocarbonatite, Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Mineralogical Magazine*. 2006. V. 70. pp. 103–114.
- Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Redina A.A., Obukhov A.V. Magnetite-apatite-dolomitic rocks of Ust-Chulman (Aldan shield, Russia): Seligdar – type carbonatites? // *Mineralogy and Petrology*. 2017. V. 112. pp. 257–266. doi: 10.1007/s00710-017-0534-y
- Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Zhumadilova D.V., Starikova A.V. Petrogenesis of Zr-Nb (REE) carbonatites and phosphorites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia); mineralogy and inclusion data // *Ore geology Reviews*. 2021. V. 131 (2). 104042 doi: 10.1016/j.oregeorev.2021.104042
- Rock N.M.S. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnöites and allied rocks // *Journal of Petrology*. 1986. V. 27. pp. 155–196. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.1.155>
- Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // *Lithos*. 2019. V. 338. pp. 141–154.
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // *Precambrian Research*. 2003. V. 22. pp. 359–377.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology; Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 36. pp. 359–362.
- Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjasgaard B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. No. 9. pp. 1893–1900.
- Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A. et al. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton // *Journal of Petrology*. 2006. 47. pp. 1261–1315. doi: 10.1093/petrology/egl008
- Vladykin N.V., Alymova N. The Zhidoy massif of ultrabasic – alkaline rocks and carbonatites: its geochemical features, sources and ore potential // EGU General Assembly. 2020. doi: 10.5194/egusphere-egu2020-8776
- Williams J.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. pp. 1–35. doi: 10.5382/Rev.07.01

Информация об авторах:

Прокопьев И.Р., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; старший преподаватель, кафедра петрографии и геологии рудных месторождений, геолого-геофизический факультет, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: prokorev_ilya@mail.ru

Дорошкевич А.Г., доктор геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Пономарчук А.В., младший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: aponomar@igm.nsc.ru

Крук М.Н., младший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: krukmn@igm.nsc.ru

Избродин И.А., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: izbrodin@ginst.ru

Владыкин Н.В. доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Prokopyev I.R., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; Senior Lecturer, Department of Petrography and Geology of Ore Deposits, Faculty of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: prokopyev_ilya@mail.ru

Doroshkevich A.G., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Laboratory, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia.

Email: doroshkevich@igm.nsc.ru

Ponomarchuk A.V., Junior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: aponomar@igm.nsc.ru

Kruk M.N., Junior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: krukmn@igm.nsc.ru

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

E-mail: izbrodin@ginst.ru

Vladykin N.V. Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Laboratory, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 28.06.2021; одобрена после рецензирования 15.09.2022; принята к публикации 06.11.2022

The article was submitted 28.06.2021; approved after reviewing 15.09.2022; accepted for publication 06.11.2022

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 502.057; 502.501

doi: 10.17223/25421379/25/4

ИССЛЕДОВАНИЯ ПОТОКОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ (УЧАСТОК ПЛОТНИКОВО БАКЧАРСКОГО БОЛОТА)



Денис Константинович Давыдов¹, Олег Александрович Краснов²,
Денис Валентинович Симоненков³, Александр Владиславович Фофонов⁴,
Евгения Александровна Головацкая⁵, Шамиль Шавратович Максютлов⁶

^{1, 2, 3, 4} Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

⁵ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

⁶ Национальный институт исследований окружающей среды, Цукуба, Япония

¹ denis@iao.ru

² krasnov@iao.ru

³ simon@iao.ru

⁴ alenfo@iao.ru

⁵ golovatskaya@imces.ru

⁶ maksyutov@yahoo.com

Аннотация. Приводятся данные измерений сезонных потоков метана и углекислого газа в характерных растительных ассоциациях на Бакчарском болоте в Томской области в теплое время 2016–2020 гг. с использованием автоматического камерного комплекса Flux-NIES. Обсуждается межгодовая и пространственная изменчивость поглощения атмосферного углерода болотной растительностью и его эмиссии из торфяной залежи. Наблюдается связь этих процессов с уровнем увлажнения в болотных экосистемах.

Ключевые слова: автоматизированный камерный метод, газообмен на границе «почва – атмосфера», болотные экосистемы

Благодарности: авторы благодарят М.Ю. Аршинова за помощь в реконструкции измерительных комплексов, А.А. Плотникова за техническую поддержку непрерывных измерений в течение многих лет.

Источник финансирования: работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Томской области (проект № 18-45-700020). Для выполнения гранта использовалась инфраструктура ИОА СО РАН, созданная и эксплуатируемая по госзаданию № 121031500342-0, включая ЦКП «Атмосфера». Обеспечение полевых измерений осуществлялось при участии Фонда глобальных исследований окружающей среды для Национальных институтов Министерства окружающей среды Японии.

Для цитирования: Давыдов Д.К., Краснов О.А., Симоненков Д.В., Фофонов А.В., Головацкая Е.А., Максютлов Ш.Ш. Исследования потоков парниковых газов в болотных экосистемах (участок Плотниково Бакчарского болота) // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 67–75. doi: 10.17223/25421379/25/4

Original article

doi: 10.17223/25421379/25/4

LONG-TERM MEASUREMENTS GASES FLUXES FROM THE WETLAND ECOSYSTEMS (PLOTNIKOVO FIELD STATION, BAKCHAR BOG)

Denis K. Davydov¹, Oleg A. Krasnov², Denis V. Simonenkov³, Aleksander V. Fofonov⁴,
Eugenia A. Golovatskaya⁵, Shamil Sh. Maksyutov⁶

^{1, 2, 3, 4} V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

⁵ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

⁶ National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan

¹ denis@iao.ru

² krasnov@iao.ru

³ simon@iao.ru

⁴ alenfo@iao.ru

⁵ golovatskaya@imces.ru

⁶ maksyutov@yahoo.com

Abstract. The use of automated systems when studying greenhouse gases (GHG) fluxes allows accurate measurements at minimal disturbance of the soil surface to be carried out and high resolution datasets for extended periods of time to be obtained. Due to the above advantages, chamber measurements play an important role while establishing long-term observations in the framework of such research infrastructures as Integrated Carbon Observation System (ICOS).

CO₂ and CH₄ fluxes from Bakchar bog nearby Plotnikovo, West Siberia, were measured by means of a solar powered automated system (Flux-NIES) consisted of six static chambers installed along the transect and connected to the LI-820 NDIR analyzer and modified commercial methane sensor TGS-842, respectively.

The water vapor can significantly affect the measurement accuracy of most gas-analyzers. It is recommended the ambient air to be completely or moderately dehumidified before supplying it to a measurement cell. We used a three-stage drying unit before supplying the air sample to the analyzers: an auto drain water trap, the Nafion dryer, and the chemical desiccants.

The least square adjustment method with determining the linearity of the process by the pair correlation coefficient R was applied with the purpose of the most accurate determination of the gases fluxes value when processing changes in the output signals of the gas-analyzers in the closed chamber mode. The width of the data filtering window was determined by the maximum value of R² which corresponded to the highest values of the detected emission / uptake of the studied GHG at the soil – atmosphere boundary.

Observations were carried out during the growing season (from May to October) in 2016-2020 at the hollow-ridge complex (O-site) oligotrophic bog. Correlation analysis made it possible to derive the dependences of CO₂ and CH₄ fluxes on the local hydrometeorological conditions of the surface.

The seasonally integrated net CO₂ uptake shows that Siberian wetland ecosystems are a strong sink of atmospheric carbon. Gases fluxes were correlated spatially: higher net uptake CO₂ and lower CH₄ emissions are observed at forested ridge with higher photosynthesis and respiration rates and drier surface conditions; lower net uptake CO₂ and higher CH₄ emissions were observed into wet hollow landscape. Constant high emission for CO₂ and CH₄ were observed on the surface tiny bog lake.

Keywords: *automated chamber method; surface-atmosphere GHG exchange, water content in peatlands*

Acknowledgments: The authors thank Michael Yu. Arshinov for help in the reconstruction of measuring automated systems and Aleksander A. Plotnikov for technical support of continuous measurements for many years.

Source of financing: The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research and the Administration of the Tomsk Region (project No. 18-45-700020). The infrastructure of the IOA SB RAS was used (state order No. 121031500342-0), including the Atmosfera Center for Collective Use. The supply of field measurements was carried out with the participation of the Global Environmental Research Foundation for the National Institutes of the Ministry of the Environment of Japan.

For citation: Davydov D.K., Fofonov A.V., Krasnov O.A., Simonenkov D.V., Golovatskaya E.A., Maksyutov Sh.Sh. (2022) Long-term measurements gases fluxes from the wetland ecosystems (Plotnikovo field station, Bakchar Bog). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 67–75. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/25/4

Введение

Углекислый газ (CO₂) и метан (CH₄) являются парниковыми газами, которые чаще всего контролируются с использованием камерного метода. CO₂ является одним из наиболее распространенных и важных газов в системе «суша – океан – атмосфера». Он имеет как природные, так и антропогенные источники. В естественном углеродном цикле CO₂ играет ключевую роль в ряде биологических процессов (фотосинтез, дыхание и т.д.). Концентрация CO₂ в атмосфере Земли увеличилась на 40 % – с 278 млн⁻¹ в 1750 г. до 406 млн⁻¹ в 2017 г. [NOAA/ESRL, 2017].

CH₄ также обладает сильным парниковым эффектом и играет важную роль в определении окислительной способности тропосферы и истощении стратосферного озона. Он имеет как природные, так и антропогенные источники. По-прежнему существует много регионов с источниками CH₄, которые слабо изучены. К малоизученным территориям относятся и обширные районы Сибири, где наличие природных водно-болотных угодий и использование ископаемого топли-

ва приводят к значительным выбросам CH₄ в атмосферу. За тот же промежуток времени, что и наблюдаемый рост содержания CO₂, концентрация CH₄ в атмосфере Земли увеличилась на 150 % – с 722 млрд⁻¹ в 1750 г. до 1 859 млрд⁻¹ в 2017 г. [NOAA/ESRL, 2017].

Концентрации CO₂, CH₄ и других парниковых газов увеличились в атмосфере Земли с доиндустриальных времен из-за антропогенных выбросов, связанных со сжиганием ископаемого топлива, используемого в качестве источника энергии, и с изменениями в землепользовании. Наблюдаемые изменения в концентрации CO₂ и CH₄ в атмосфере являются результатом нарушения динамического баланса между антропогенными выбросами и естественными процессами, которые приводят к частичному удалению этих газов из атмосферы [Ciais et al., 2013].

Понимание причин изменения климата Земли и планирование необходимых мероприятий по предотвращению катастрофических последствий требуют долгосрочных и высокоточных измерений выбросов – стоков парниковых газов и их эволюции. Стандартизированные измерения и расчет газовых

потоков увеличивают доступность и удобство использования накопленных данных для моделирования происходящих процессов и инвентаризации углеродного бюджета территорий.

Камерные измерения потоков парниковых газов полезны при определении временных и пространственных неоднородностей, например при разделении суммарных потоков CO₂ на их компоненты (дыхание/поглощение) и т.д. Использование автоматизированных систем для изучения газовых потоков на границе «почва – атмосфера» позволяет проводить точные измерения независимо от погоды и времени суток, с минимальными нарушениями поверхности почвы, и получать данные с высоким разрешением в течение продолжительных периодов времени.

В данной статье обсуждаются результаты исследования сезонных газовых потоков в болотных экосистемах южно-таежной зоны Западной Сибири, полученные по данным многолетних наблюдений, а также приводится краткое описание оборудования и принципа камерных измерений.

Средства и методика измерений

Автоматизированные камерные системы, работающие в закрытом динамическом режиме, наряду с методом турбулентных пульсаций (*eddy covariance method*) рекомендованы для измерений потоков парниковых газов на границе «почва – атмосфера» на станциях мониторинга, входящих в систему ICOS (Integrated Carbon Observation System) [Pavelka et al., 2018].

Российские научные группы для измерений газовых потоков используют автоматические камеры различных конструкций. Например, широко применяются газоанализаторы LI-8100A (Licor Inc., США) со встроенной камерой небольшого объема в виде перевернутой чаши [Махныкина и др., 2016; Ivanov et al., 2017]. Другие исследователи сами разрабатывают и изготавливают камеры под конкретные задачи [Maximov et al., 2012; Молчанов, 2017].

Автоматизация непосредственно самих камер заключается в создании механизма, способного открывать и закрывать отдельную камеру по заданному временному циклу. Для этого обычно применяют либо пневматический привод, либо электромеханический. Для проветривания внутреннего объема камер также применяют два решения. Первое – поднятие верхней крышки-колпака, второе – поднятие всего колпака над основанием [Белан и др., 2017; Dyukarev et al., 2019].

Пионерами же применения автоматизированного камерного метода для исследования газовых потоков на границе «почва – атмосфера» на территории России (Западная Сибирь) следует признать группу рос-

сийских и японских ученых под общим руководством проф. Г. Иноуэ (G. Inoue) [Глаголев, 2010].

Измерительный комплекс Flux-NIES с шестью автоматическими камерами разработан совместно National Institute for Environmental Studies (NIES, Цукуба, Япония) и Институтом оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (ИОА, Томск, Россия) в конце 1990-х – начале 2000-х гг. для исследования потоков CH₄ и CO₂ на границе «болотная почва – атмосфера» [Nakano et al., 1998; Maksyutov et al., 1999; Краснов и др., 2013]. В настоящее время на полевом стационаре Plotnikovo Института почвоведения и агрохимии СО РАН (г. Новосибирск, Россия) на Бакчарском болоте эксплуатируются два почти идентичных комплекса. Измерения проводятся ежегодно в теплый сезон (с мая по октябрь).

В качестве газоанализатора CH₄ в состав измерительного оборудования включен модифицированный полупроводниковый сенсор TGS-842 (Figaro Inc., США) с чувствительным элементом на основе кристалла диоксида олова (SnO₂) [Suto, Inoue, 2010]. Для измерения концентрации CO₂ используется недисперсионный инфракрасный NDIR-газоанализатор LI-820 (Licor Inc., США). Подача пробы воздуха от камер к приборам газоанализа осуществляется нагнетающим насосом типа N86KN (KNF Neuberger GmbH, Германия) по системе полиэтиленовых трубок (Ø 4 мм) и пневмоэлектрических клапанов. Управление измерительным комплексом, сбор и сохранение информации осуществляются через даталоггер CR1000 (Campbell Sci., США).

Большое внимание при осуществлении газоанализа уделяется подготовке воздушной пробы: очистке от твердых аэрозольных фракций, осушению и стабилизации потока и температуры в приборах. Для этого в измерительный комплекс Flux-NIES последовательно включены: фильтры тонкой очистки, система сбора и слива конденсата, нафионовый осушитель и финальные химические порошковые осушители (Mg(ClO₄)₂ и P₂O₅).

Контроль основных параметров окружающей среды осуществляется датчиком атмосферного давления RX2760 (OMEGA, США), датчиком температуры и относительной влажности атмосферного воздуха HMP45A (VAISALA, Финляндия), датчиком скорости/направления ветра 05103VM и датчиком осадков 52202H (R.M. Young Com., США), пиргеометр-, радиометром PIR (Eppley Lab., США), пиранометрами солнечной интегральной радиации PCM-21 и фотосинтетически активной радиации PQS-1 (Kipp&zonen, Нидерланды). Дополнительные измерения температуры почвы на глубинах 5, 10, 20, 30, 40 см регистрируются отдельно термохронами iButton DS1921G (Maxim Integrated, США), а

уровень болотных вод измеряется датчиками НОВО U20-001-04 (Oneset Comp., США) на 10 различных участках.

Для автономного функционирования комплекса в качестве бесперебойного источника электроэнергии используется набор аккумуляторных батарей, подзарядка которых осуществляется в дневное время солнечными электропанелями или ветровой турбиной.

Методика измерений основана на регистрации изменения концентрации исследуемого газа внутри кратковременно изолируемой от атмосферы камеры. Анализируемый воздух по трубкам подается на вход блока газоанализа со скоростью 3 л/мин. Далее поток воздуха из рабочей камеры разделяется на два, меньший из которых (20–30 мл/мин) поступает в газоанализаторы, а оставшаяся часть по обратной трубке возвращается в камеру, чем достигается постоянство давления воздуха внутри ее изолируемого объема [Краснов и др., 2013].

В нормальном состоянии все камеры открыты, кроме одной (рабочей), из которой производится отбор воздушной пробы. Очередность работы камер, продолжительность и время их открытия-закрытия определяются программой управления в дате-логгере. Как правило, используется режим 20-минутного экспонирования рабочей камеры с 5-минутным интервалом в закрытом состоянии.

Для определения чувствительности газоанализаторов в измерительном комплексе FluxNIES дважды в сутки используется процедура калибровки по стандартным газовым смесям. Концентрации CO₂ и CH₄ в трех баллонах (в нейтральной среде чистого синтетического воздуха в атмосферных пропорциях) подобраны таким образом, чтобы в первом случае они заведомо превышают наибольшие концентрации этих газов, достижимые в рабочих (закрытых) автоматических камерах, во втором сопоставимы с атмосферными фоновыми значениями, а в третьем являются очень низкими. По изменению сигналов газоанализаторов $dC(t)$, в зависимости от известных концентраций в газовых смесях, определяется текущее значение коэффициента калибровки прибора $S(t)$ (млн⁻¹/мВ), которое в идеале должно быть постоянным. Однако анализ циклов калибровки (в течение всего периода измерений) показал, что полученные значения $S(t)$ для используемых газоанализаторов «плавают» и зависят от внешних погодных условий, поэтому возможна дополнительная их коррекция.

Для NDIR CO₂-газоанализаторов найдена значимая корреляция сигнала с атмосферным давлением P (гПа). На измерения CH₄ в большей степени влияют изменения температуры окружающей среды T (°C) и связанные с ней флуктуации потока воздушной пробы через анализируемый объем.

Для уменьшения вариативности $S(t)$ результаты всех измерений были скорректированы с использованием найденных зависимостей по следующим формулам:

$$\begin{aligned} S_{\text{CO}_2}(t_k) &= \Delta C_{\text{CO}_2} / (dC_{\text{CO}_2}(t_k) + K_{\text{CO}_2} \times (P_0 - P(t_k))), \\ S_{\text{CH}_4}(t_k) &= \Delta C_{\text{CH}_4} / (dC_{\text{CH}_4}(t_k) + K_{\text{CH}_4} \times (T_0 - T(t_k))), \end{aligned} \quad (1)$$

где t_k время калибровки, ΔC_{CO_2} и ΔC_{CH_4} максимальные разности концентраций в стандартных газовых смесях (млн⁻¹), $dC_{\text{CO}_2}(t_k)$ и $dC_{\text{CH}_4}(t_k)$ – соответствующие им разности сигналов газоанализаторов (мВ), K_{CO_2} (мВ/гПа) и K_{CH_4} (мВ/°C) эмпирические коэффициенты, $P_0 = 1\,000$ гПа и $T_0 = 0$ °C исходные давление и температура окружающей среды.

Для наиболее точного определения величины газовых потоков при обработке изменения выходных сигналов газоанализаторов $dC(t)/dt$ (мВ × с⁻¹) в режиме закрытой камеры используется метод наименьших квадратов с определением линейности процесса по коэффициенту парной корреляции R . Ширина окна фильтрации данных определяется по максимальному значению R^2 , что соответствует наибольшим значениям фиксируемых эмиссии/стока исследуемых газов на границе «почва – атмосфера». Так как использовалось 20-секундное усреднение данных измерений сигналов приборов газоанализа, размер окон фильтрации составляет от 2 до 4 мин (или 6–12 точек отсчета) из-за разности в длине воздушных трактов для отдельных камер комплекса.

Для удобства дальнейшего анализа данных в измерении газовых потоков принято переходить к весовым характеристикам (мг × м⁻² × ч⁻¹), которые вычисляются по известной формуле [Ivanov et al., 2017]:

$$F(t) = S_n(t) \times dC(t)/dt \times 100 \times P / (273,15 + T) \times M / 8312,6 \times V / S \times 3\,600, \quad (2)$$

где $S_n(t)$ – коэффициенты калибровки прибора – см. выше формулу (1), P – атмосферное давление (гПа), T – средняя температура воздуха во время экспозиции камеры (°C), M – молярная масса газа (г × моль⁻¹), 8312,6 – универсальная газовая постоянная (Дж × кмоль⁻¹ × К⁻¹), V и S – объем и площадь основания применяемых камер (м³ и м² соответственно), 3600 – число секунд в часе.

Место проведения измерений

Измерительная площадка, обозначенная литерой «О», находится примерно в 16 км от поселка Плотниково Бакcharского района Томской области [Maksyutov et al., 1999; Краснов и др., 2013]. Координаты площадки 56°49' с.ш., 82°51' в.д. На рис. 1 представлены спутниковый снимок и схема расположения автоматических камер на измерительной площадке.

Удельные потоки метана определяются при помощи автоматического метода закрывающихся динамических камер (*non-steady-state through-flow sys-*

tems) согласно рекомендациям ICOS [Pavelka et al., 2018]: шесть одинаковых камер из прозрачного оргстекла ($0,9 \times 0,9 \times 0,5 \text{ м}^3$) с пневматическим приводом верхних крышек установлены на грядово-мочажинном комплексе олиготрофного болота.

Они расставлены на различных участках болотного микрорельефа таким образом, чтобы тип подстилающей поверхности на каждом из них соответствовал характерной растительной ассоциации.

Профиль измерительного участка расположен от сосново-кустарничково-сфагнуовой гряды к зарастающему озеру. Камера 1 расположена на северном краю гряды и соответствует сосново-кустарничково-сфагнуовому фитоценозу. В составе растительного покрова присутствуют низкорослые сосны (*Pinus sylvestris f. willkommii*) высотой 50 см, проективное покрытие (п. п.) 30 %. Травяно-кустарничковый ярус представлен багульником (*Ledum palustre* L.), п. п. 30 %, и кочками пушицы (*Eriophorum vaginatum* L.), п. п. 40 %, встречается клюква (*Oxycoccus microcarpus* Turcz.), п. п. не более 5 %. Моховой покров сплошной состоит в основном из *Sphagnum fuscum* Klinggr. и *Sph. angustifolium* C. Jens.

Камера 2 расположена также на краю гряды (на южной ее стороне и ближе к краю мочажины по направлению к озеру) и характеризуется как сосново-пушицево-сфагнуовый фитоценоз. Участие сосны в растительном покрове снижается до 10 %, в травяно-кустарничковом ярусе преобладает пушица (п. п. 40 %), увеличивается доля клюквы (10 %), встречаются единичные растения андромеды (*Andromeda polifolia* L.) и багульника. Моховой покров сплошной, представлен *Sphagnum fuscum*.

Камеры 3 и 4 расположены на осоково-сфагнуовой мочажине. Микрорельеф мочажины слабо выражен, разница высот составляет не более 10 см. На участке камеры 3 в травяно-кустарничковом ярусе встречаются низкорослые растения андромеды (высота 5 см, п. п. 5 %), кочки пушицы (п. п. 5 %), осока (*Carex limosa* L.), п. п. 5 %, клюква (п. п. 5 %), росянка (*Drosera rotundifolia* L.). Проективное покрытие сфагнуового мха 100 %, в моховом покрове встречаются *Sph. angustifolium*, *Sph. Compactum* Lam & DC, *Sph. Lindbergii* Schimp.

По мере приближения к озеру увеличивается обводненность мочажины. В растительном покрове участка камеры 4 несколько увеличивается участие андромеды (п. п. 10 %), появляются ринхоспора (*Rhynchospora alba* (L.) Vahl), осока (*Carex pauciflora* Liggtf), п. п. травяного яруса достигает 50 %. Моховой покров состоит из *Sph. compactum*, *Sph. Pappilosum* Lindb (п. п. 100 %).

Растительный покров камеры 5, расположенной ближе всего к озеру, характеризуется как сфагнуовая

топь. В растительном покрове не более 10 % занимают *Carex pauciflora* и андромеда. Сплошной моховой покров (п. п. 100 %) состоит из *Sph. pappilosum*. На границе мочажины и озера обильно растет вахта (*Menyanthes trifoliata* L.).

Камера 6 расположена непосредственно на озере.

Результаты измерений и их анализ

На рис. 2 представлены результирующие газовые потоки на границе «болотная почва – атмосфера», полученные на измерительной площадке «О» в ходе весенне-летне-осенних кампаний 2016–2020 гг.

Анализ данных показывает, что наиболее продуктивное поглощение CO_2 в болотных растительных ассоциациях наблюдается для камер 1 и 2, находящихся на облесенной гряде и соседствующей мочажине, тогда как на моховом покрытии открытой мочажины сток CO_2 падает (камеры 3–5).

Сезонное поглощение CO_2 из атмосферы значительно варьируется год от года как для отдельных растительных ассоциаций, так и для экосистемы в целом. Например, суммарные показатели стока CO_2 на болотную поверхность в 2018 г. значительно превышают его величины, наблюдавшиеся в измерительных сезонах 2016 и 2020 гг. для всех наземных камер комплекса (рис. 2, а).

Причины такого разброса в поглощении атмосферного углерода болотной поверхностью кроются в погодных условиях конкретного года наблюдений.

В таблице приводятся среднесезонные показатели уровня болотных вод (WL) и температуры почвы на глубине 130 см ($T_{130 \text{ см}}$) по данным датчика НОВО U20-001-04 (Oneset Comp., США), установленного на измерительной площадке «О». Подробный межсезонный корреляционный анализ выявил высокую значимую корреляцию поведения болотных вод в 2018 и 2019 гг., когда наблюдался наиболее эффективный сток CO_2 в исследуемой экосистеме.

Однако для средних показателей потоков углеродного обмена критерий сезонных колебаний WL не столь надежен. Например, при схожих пониженных значениях стока CO_2 в 2016 и 2020 гг. корреляции в поведении болотных вод не наблюдалось. Вместе с тем в эти годы отмечен наименьший среднесезонный уровень WL : $-0,166$ и $-0,182$ м соответственно (см. таблицу).

Зафиксированное межгодовое поведение потоков метана в исследуемой болотной экосистеме показывает достаточно стабильные величины эмиссии CH_4 (рис. 2, б), причем суммарная продуктивность метаногенеза на мочажине (камеры 2–5) оказалась выше, чем в облесенной части гряды (камера 1).

Отдельно стоит отметить процессы газообмена, наблюдаемые в камере 6, плавающей в небольшом вну-

триболотном озере (см. рис. 3, а). Здесь постоянно фиксируются высокие значения эмиссии CO_2 и CH_4 (рис. 2).

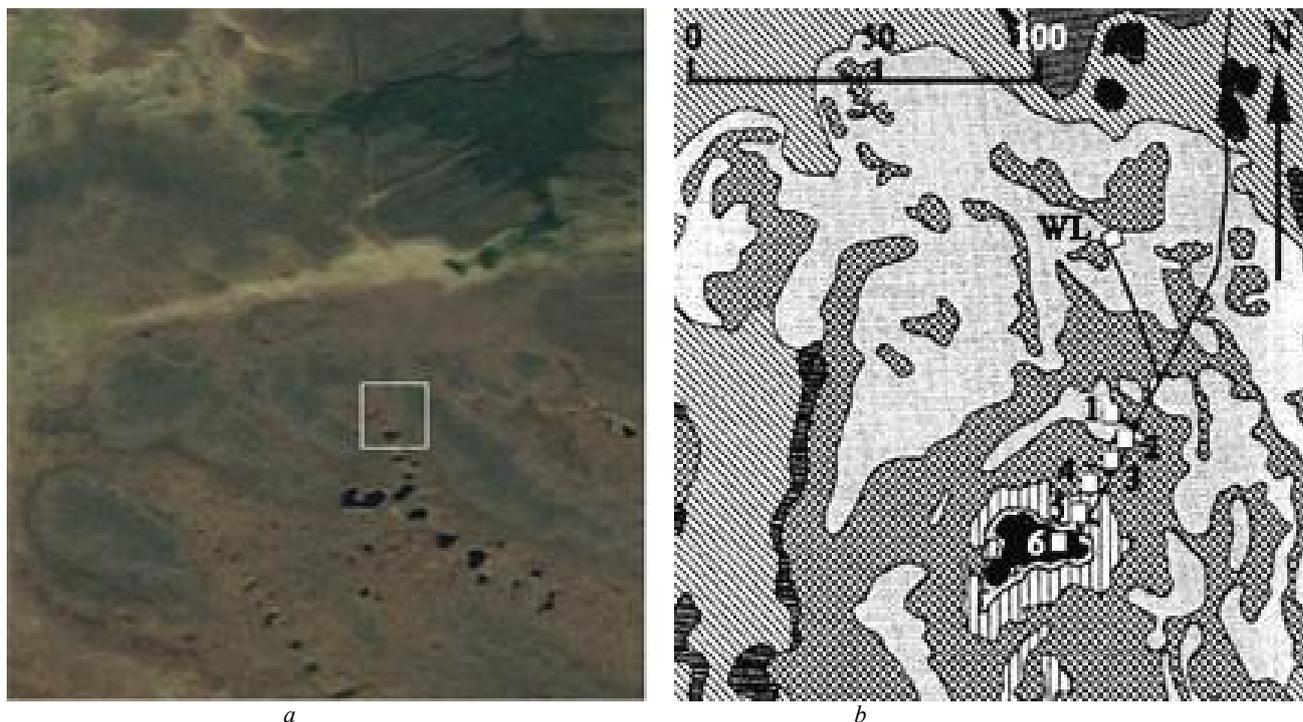


Рис. 1. Космический снимок местности (а) и схема расположения автоматизированного комплекса Flux-NIES (b) для измерительной площадки «О» на Бакчарском болоте

Fig. 1. Satellite image of the area (a) and the layout of the automated system Flux-NIES (b) on the Bakchar bog site "O", (□) installation points of the measuring chambers by number and location of the water level logger (WL)

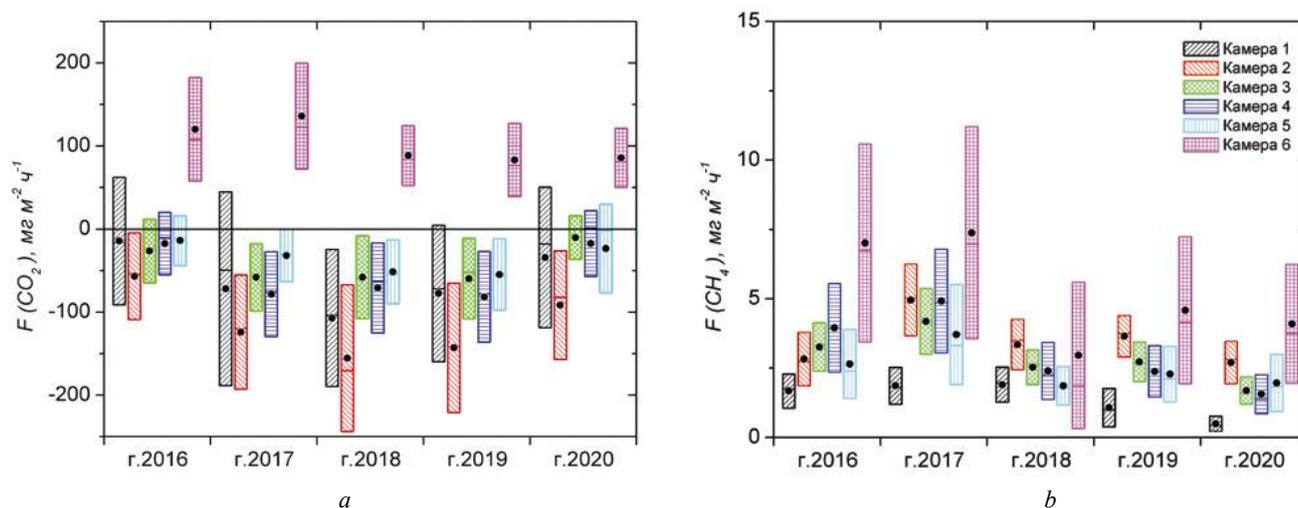


Рис. 2. Среднесезонные (июнь–сентябрь) потоки: а – CO_2 ; б – CH_4 на границе «почва – атмосфера» на Бакчарском болоте (измерительная площадка «О») в 2016–2020 гг.

(●) средние суточные значения; (–) медианные суточные значения; (▮) области среднеквадратических отклонений

Fig. 2. Average seasonal (June–September) fluxes CO_2 and CH_4 at the wetland soil – atmosphere boundary on the Bakchar bog in 2016–2020

(●) average daily value; (–) median daily value; (▮) area of standard deviation

Корреляционный анализ данных ежегодных измерений уровня болотных вод (июнь–сентябрь) и среднесезонные значения по увлажнению торфяной залежи на Бакcharском болоте в 2014–2020 гг. (измерительная площадка «О», дата-логгер НОВО U20-001-04)

Correlation data analysis and seasonal average values for peatland moistening in 2014–2020 (Bakchar bog, site "O")

Год	2015	2016	2017	2018	2019	2020	WL, м сред.±СКО	WL, м min	WL, м max	$T_{130\text{ см}}$ ср., °С
2014	0,570	0,369	0,872	0,688	0,698	0,809	-0,125±0,083	-0,252	0,054	+6,21
2015	1	-0,26	0,286	0,199	-0,06	0,440	-0,120±0,059	-0,261	-0,002	+6,88
2016		1	0,519	0,481	0,752	0,368	-0,166±0,068	-0,298	-0,052	+6,42
2017			1	0,690	0,771	0,749	-0,141±0,062	-0,263	-0,018	+6,92
2018				1	0,803	0,696	-0,038±0,042	-0,114	0,075	+5,96
2019					1	0,689	-0,132±0,083	-0,264	-0,004	+6,40
2020						1	-0,182±0,071	-0,331	-0,048	+6,97

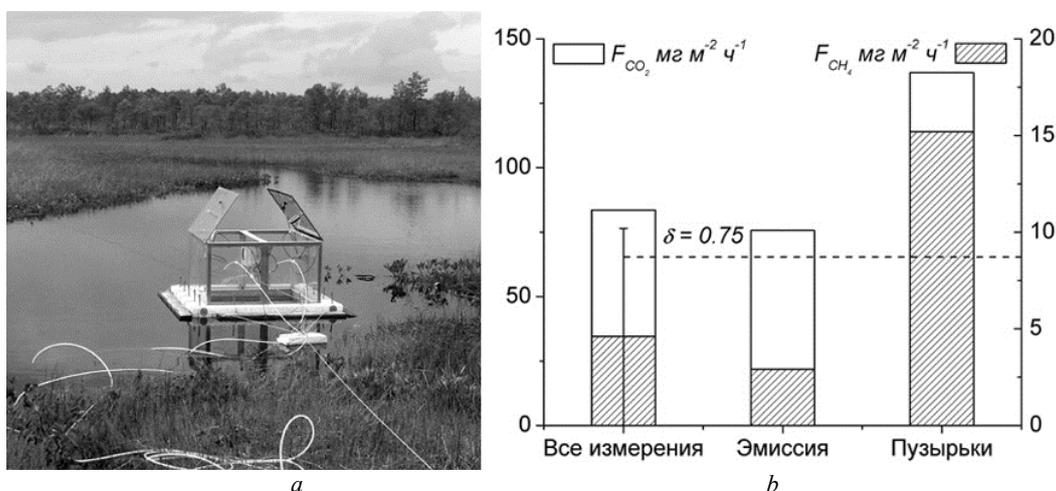


Рис. 3. Вид плавающей камеры (а) и распределение измеренных на озерной поверхности потоков CO_2 (шкала слева) и CH_4 (шкала справа) по характеру процессов газообмена (b)

Fig. 3. Imagination of the floating chamber (a) and distribution by type of the gases exchange at the water – atmosphere boundary for CO_2 and CH_4 (left and right scale, respectively) (b)

Механизм газообмена на границе «болотное озеро – атмосфера» характеризуется сосуществованием поверхностной эмиссии и процесса «бурления» – выхода на поверхность газовых пузырьков.

На рисунке 3, b приводится соотношение величин потоков CO_2 и CH_4 с озерной поверхности для указанных типов газообмена.

Разделение процессов проведено статистически на основании среднесезонных показателей эмиссии CH_4 и ее среднеквадратических отклонений по границе

$$\bar{F}_{\text{CH}_4} + 0,75\delta.$$

Обнаружено, что выход метана в пузырьковой фракции значительно превышает процесс эмиссии CH_4 с водной поверхности (в 5 раз), в то время как увеличение выхода в пузырьках легко растворимого водой CO_2 составило менее 2 раз (рис. 3, b).

Заключение

Результаты измерений позволяют определить вклад болотных экосистем в углеродный бюджет территории. Интегральные значения потоков CO_2 за все время измерений показывают, что поверхности западносибирских болот в теплый период года являются мощным «поглотителем» атмосферного углерода. При этом величины эмиссии CH_4 из различных участков болотных почв зависят от типа растительности, уровня увлажнения и прогрева торфяной залежи.

Отмечено существование значительной постоянной эмиссии CO_2 и CH_4 с поверхности болотных озер.

Многолетнее использование автоматизированного камерного метода показало эффективность его применения для исследований поведения газовых потоков на болотной поверхности во временном и пространственном масштабах.

Список источников

Белан Б.Д., Аршинов М.Ю., Козлов А.В., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А. Автоматическая камера для измерения потоков парниковых газов на поверхности раздела почва–атмосфера // Патент на полезную модель. 2017. № 169373. Правообладатель: ИОА СО РАН (RU).

Глаголев М.В. Аннотированный список литературных источников по результатам измерений потоков CH₄ и CO₂ на болотах России // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2010. Т. 1, № 2. doi: 10.17816/edgcc121-

Краснов О.А., Maksyutov S., Глаголев М.В., Катаев М.Ю., Inoue G., Надеев А.И., Шелевой В.Д. Автоматизированный комплекс «Flux-NIES» для измерения потоков метана и диоксида углерода // Оптика атмосф. и океана. 2013. Т. 26, № 12. С. 1090–1097.

Махныкина А.В., Прокушкин А.С., Ваганов Е.А., Верховец С.В., Рубцов А.В. Динамика потоков CO₂ с поверхности почвы в сосновых древостоях Средней Сибири // Журнал Сибирского федерального университета. Серия: Биология. 2016. Т. 9, № 3. С. 338–357. doi: 10.17516/1997-1389-2016-9-3-338-357.

Молчанов А.Г. Газообмен диоксида углерода с поверхности сфагнома в заболоченном сосняке южной тайги // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2017. Т. 8, № 1. С. 43–54.

Ciais P., Sabine C., Bala G., Bopp L., Brovkin V., Canadell J., Chhabra A., DeFries R., Galloway J., Heimann M., Jones C., Quéré C. Le, Myneni R.B., Piao S., Thornton P. Carbon and other biogeochemical cycles // Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge : Cambridge University Press, 2013. 570 p.

Dyukarev E., Godovnikov E., Karpov D., Kurakov S., Lapshina E., Filippov I., Filippova N., Zarov E. Net ecosystem exchange, gross primary production and ecosystem respiration in ridge-hollow complex at Mukhrino bog // Geography Environment Sustainability. 2019. V. 12, No. 2. P. 227–244. doi: 10.24057/2071-9388-2018-77.

Ivanov D.G., Avilov V.K., Kurbatova Y.A. CO₂ fluxes at south taiga bog in the European part of Russia in summer // Contemporary Problems of Ecology. 2017. V. 10, No. 2. P. 97–104. doi: 10.1134/s1995425517020056.

Maximov T.C., Dolman A.J., van Huissteden J., Ohta T., Sugimoto A., Maximov A.P., Kononov A.P., Petrov R.E., Ivanov B.I. Carbon budget in forest and tundra permafrost ecosystems of north-east Russia // Proceedings of the 5th International Workshop on C/H₂O/Energy balance and climate over boreal and arctic regions with special emphasis on eastern Eurasia (11–13 November 2010, Wageningen, The Netherlands). Amsterdam, 2012. P. 21–24.

Maksyutov S., Inoue G., Sorokin M., Nakano T., Krasnov O., Kosykh N., Mironycheva-Tokareva N., Vasiliev S. Methane fluxes from wetland in West Siberia during April–October 1998 // Proc. Seventh Sympos. on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1998. Tsukuba : Isebu, 1999. P. 115–124.

Nakano T., Inoue G., Maksyutov S., Sorokin M. Automatic measurements of methane flux in West Siberian wetlands in 1997 summer // Proceedings of the Seventh Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1998. Tsukuba : Isebu, 1998. P. 211–215.

NOAA/ESRL. 2017. URL: <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html> (date of accessed: 01.12.2020).

Suto H., Inoue G. A new portable instrument for in situ measurement of atmospheric methane mole fraction by applying an improved tin dioxide-base gas sensor // J. Atmos. Ocean. Technol. 2010. V. 27. P. 1175–1184.

Pavelka M., Acosta M., Kiese R., Altimir N., Brümmer C., Crill P., Darenova E., Fuß R., Gielen B., Graf A., Klemedtsson L., Lohila A., Longdoz B., Lindroth A., Nilsson M., Jiménez S.M., Merbold L., Montagnani L., Peichl M., Pihlatie M., Pumpanen J., Ortiz P.S., Silvennoinen H., Skiba U., Vestin P., Weslien P., Janous D., Kutsch W. Standardisation of chamber technique for CO₂, N₂O and CH₄ fluxes measurements from terrestrial ecosystems // Int. Agrophys. 2018. V. 32. P. 569–587. doi: 10.1515/intag-2017-0045.

References

Belan B.D., Arshinov M.Yu., Kozlov A.V., Davydov D.K., Ivlev G.A. *Avtomaticheskaya camera dlya izmereniya potokov parnikovih gazov na poverhnosti razdela pochva-atmosfera* [Automated chamber for measurements of the greenhouse gases fluxes at the soil – atmosphere boundary] // Patent na poleznyi model. 2017. № 169373. Pravoobladatel: IAO SB RAS (RU). 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. No. 2. doi: 10.17816/edgcc121-. In Russian

Krasnov O.A., Maksyutov S., Glagolev M.V., Kataev M.Yu., Inoue G., Nadeev A.I., Shelevoi V.D. Automated complex “Flux-NIES” for measurement of methane and carbon dioxide fluxes // Optika Atmosfery i Okeana. 2013. V. 26. No. 12. pp. 1090–1097. In Russian

Makhnykina A.V., Prokushkin A.S., Vaganov E.A., Verkhovets S.V., Rubtsov A.V. Dynamics of the CO₂ Fluxes from the Soil Surface in Pine Forests in Central Siberia // Journal of Siberian Federal University. Biology. 2016. V. 9, No. 3. pp. 338–357. doi: 10.17516/1997-1389-2016-9-3-338-357. In Russian

Molchanov A.G. Gasexchange of carbon dioxide from the surface of Sphagnum in boggy pine forests in southern taiga // Environmental dynamics and global climate change. 2017. V. 8. No. 1. pp. 43–54. In Russian

Ciais P., Sabine C., Bala G., Bopp L., Brovkin V., Canadell J., Chhabra A., DeFries R., Galloway J., Heimann M., Jones C., Quéré C. Le, Myneni R.B., Piao S., Thornton P. Carbon and other biogeochemical cycles // Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge. United Kingdom and New York. NY. USA. 2013. 570 pp.

Dyukarev E., Godovnikov E., Karpov D., Kurakov S., Lapshina E., Filippov I., Filippova N., Zarov E. Net ecosystem exchange, gross primary production and ecosystem respiration in ridge-hollow complex at Mukhrino bog // Geography Environment Sustainability. 2019. V. 12. No. 2. pp. 227–244. doi: 10.24057/2071-9388-2018-77

Ivanov D.G., Avilov V.K., Kurbatova Y.A. CO₂ fluxes at south taiga bog in the European part of Russia in summer // Contemporary Problems of Ecology. 2017. V. 10. No. 2. pp. 97–104. doi: 10.1134/s1995425517020056

Maximov T.C., Dolman A.J., van Huissteden J., Ohta T., Sugimoto A., Maximov A.P., Kononov A.P., Petrov R.E., Ivanov B.I. Carbon budget in forest and tundra permafrost ecosystems of north-east Russia // Proceedings of the 5th International Workshop on C/H₂O/Energy balance and climate over boreal and arctic regions with special emphasis on eastern Eurasia (11–13 November 2010, Wageningen, The Netherlands). Amsterdam. 2012. pp. 21–24.

Maksyutov S., Inoue G., Sorokin M., Nakano T., Krasnov O., Kosykh N., Mironycheva-Tokareva N., Vasiliev S. Methane fluxes from wetland in West Siberia during April-October 1998 // Proc. Seventh Sympos. on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1998. Tsukuba: Isebu. 1999. pp. 115–124.

Nakano T., Inoue G., Maksyutov S., Sorokin M. Automatic measurements of methane flux in West Siberian wetlands in 1997 summer // Proceedings of the Seventh Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1998. Tsukuba: Isebu. 1998. pp. 211–215.

NOAA/ESRL. 2017. URL: <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html> (Data of accessed: 01.12.2020).

Suto H., Inoue G. A new portable instrument for in situ measurement of atmospheric methane mole fraction by applying an improved tin dioxide-base gas sensor // J. Atmos. Technol. 2010. V. 27. pp. 1175–1184.

Pavelka M., Acosta M., Kiese R., Altimir N., Brümmer C., Crill P., Darenova E., Fuß R., Gielen B., Graf A., Klemedtsson L., Lohila A., Longdoz B., Lindroth A., Nilsson M., Jiménez S.M., Merbold L., Montagnani L., Peichl M., Pihlatie M., Pumpanen J., Ortiz P.S., Silvennoinen H., Skiba U., Vestin P., Weslien P., Janous D., Kutsch W. Standardisation of chamber technique for CO₂, N₂O and CH₄ fluxes measurements from terrestrial ecosystems // Int. Agrophys. 2018. V. 32. pp. 569–587. doi: 10.1515/intag-2017-0045

Информация об авторах:

Давыдов Д.К., кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: denis@iao.ru

Краснов О.А., кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: krasnov@iao.ru

Симоненков Д.В., кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: simon@iao.ru

Фофанов А.В., научный сотрудник, Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: alenfo@iao.ru

Головатская Е.А., доктор биологических наук, профессор РАН, директор Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: golovatskaya@imces.ru

Максютов Ш.Ш., кандидат физико-математических наук, исследователь, Национальный институт исследований окружающей среды, Цукуба, Япония.

E-mail: maksyutov@yahoo.com

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Davydov D.K., Cand. Sci. (Phis.-Math.), Senior Researcher, V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: denis@iao.ru

Krasnov O.A., Cand. Sci. (Phis.-Math.), Senior Researcher, V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: krasnov@iao.ru

Simonenkov D.V., Cand. Sci. (Phis.-Math.), Senior Researcher, V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: simon@iao.ru

Fofonov A.V., Researcher, V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: alenfo@iao.ru

Golovatskaya E.A., Dr. Sci. (Biol.), Professor RAS, Director, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: golovatskaya@imces.ru

Maksyutov Sh.Sh., Cand. Sci. (Phis.-Math.), Senior Researcher, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan.

E-mail: maksyutov@yahoo.com

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 17.08.2021; одобрена после рецензирования 14.06.2022; принята к публикации 06.11.2022

The article was submitted 17.08.2021; approved after reviewing 14.06.2022; accepted for publication 06.11.2022

Научная статья

УДК 550.424

doi: 10.17223/25421379/25/5

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ВЕРХОВЫХ БОЛОТ (РЯМОВ) БАРАБИНСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ В УСЛОВИЯХ АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ



Галина Александровна Леонова¹, Антон Евгеньевич Мальцев²,
Юлия Ивановна Преис³, Владислав Андреевич Бобров⁴

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

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

¹ *leonova@igm.nsc.ru*

² *maltsev@igm.nsc.ru*

³ *preisyui@rambler.ru*

⁴ *bobr@igm.nsc.ru*

Аннотация. Геоэкологический мониторинг состояния Убинского горелого и Шерстобитовского рямов Барабинской лесостепи на основе комплекса геохимических критериев показал, что индикаторные компоненты экосистемы Убинского горелого рьяма (лесная подстилка, почва, биообъекты) подвержены антропогенному загрязнению тяжелыми металлами (Pb, Hg, Cd, Sb, Cu, Zn), которое является следствием частых пожаров. Выявлено увеличение в верхних интервалах торфяников концентраций Fe, Mn, Pb, Hg, Sb, Cd, Cu, Zn, в средних интервалах – S, N, Ca, Sr, Mg.

Ключевые слова: верховые болота, голоцен, органическое вещество, растения-торфообразователи, болотные воды, тяжелые металлы, фоновый уровень, геохимические критерии оценки загрязнения

Источник финансирования: исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (региональный проект № 17-45-540063 p_a) и по государственному заданию ИГМ СО РАН в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Для цитирования: Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Преис Ю.И., Бобров В.А. Геоэкологическая оценка современного состояния верховых болот (рямов) Барабинской лесостепи в условиях антропогенного воздействия // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 76–95. doi: 10.17223/25421379/25/5

Original article

doi: 10.17223/25421379/25/5

GEOECOLOGICAL ASSESSMENT OF THE CURRENT STATE OF UPPER BOGS (RYAMS) OF THE BARABIN FOREST STEPPE UNDER ANTHROPOGENIC IMPACT

Galina A. Leonova¹, Anton E. Maltsev², Yulia I. Preis³, Vladislav A., Bobrov⁴

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

³ *Institute for Monitoring Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia*

¹ *leonova@igm.nsc.ru*

² *maltsev@igm.nsc.ru*

³ *preisyui@rambler.ru*

⁴ *bobr@igm.nsc.ru*

Abstract. The two sampled peatlands of the Baraba steppe are compositionally heterogeneous and consist of bog and fen peat types. The Ubinskoe section is composed of Sphagnum fuscum peat and encloses layers of combusted transitional woody peat in the upper part (0–257 cm) and grass, woody-grass, and sphagnum peat in the lower part (257–347 cm). The Sherstobitovo section comprises Sphagnum magellanicum peat in upper 70 cm and diverse grass, woody-grass, and sphagnum peat species in the lower 70–250 cm interval. According to ¹⁴C constraints, peat accumulation in the two peatlands began, respectively, at 5.6 and 4.5 kyr BP. The uneven profiles of main biogenic elements record peat composition changes at different evolution stages. Deep peat intervals were deposited in the time span from 5.6 to 2.7 ¹⁴C kyr BP at relatively high concentrations of S and N in organic matter. Both Ubinskoe and Sherstobitovo samples show significant correlation of C/N ratios with the degree of OM de-

composition ($r = -0.93$ and -0.82 , respectively) and with peat depth ($r = -0.61$ and -0.76), which confirms increasing OM degradation. The heterogeneity in the distribution of the main biogenic elements (C, H, N, S) along the peat bog sections marks the change in the botanical composition of peat at different stages of bog formation. All chemical elements can be conditionally divided into four main groups: 1. Li, Al, Na, K, Fe, Cr, Mn, Ni - included in the terrigenous (detrital) part of peat; 2. Ca, Sr, Mg; with maximum concentrations in the lower intervals of peat sections; 3. Pb, Sb, Hg, Cu, Zn — chalcophilic elements, with maxima in the upper intervals of peat sections. The profiles of iron-group elements (Fe, Mn, Cr, and Ni) stand out among other elements common to the clastic peat component. Judging by similarity of concentrations and Al, K, and Na patterns, silicate and aluminosilicate material had the same source: atmospherically-derived soil dust. The sampled sections show a tendency of increasing Ca (and partly Mg, Sr) downward from upper 60 cm of the Sherstobitovo peat and 112 cm of the Ubinskoe peat, which was reported also for other raised bogs. The greater concentrations of Cu, Zn, As, Se, Cd, Sb, Hg, and Pb in upper layers may be attributed to natural and man-caused atmospherically-derived dust inputs in the 20th and 21st centuries, which agrees with published evidence. An assessment of the pollution of bog waters based on a set of geochemical criteria shows that the highest concentration coefficients (Kc) of elements (As, Pb, Zn, Cu, Mn) involved in atmospheric transport during fires are found in the bog waters of the Ubinsky burnt ryam. Comparative analysis of the values of concentration coefficients (Kc) in the studied components of the Ubinsky burnt ryam ecosystem (forest litter, upper soil horizon, indicator biological objects — moss, lingonberry and birch leaves) indicates an intensive accumulation of chalcophilic elements (Pb, Sb, Cu, Hg) in them, which may be a consequence of the anthropogenic impact on the raised bog during fires.

Keywords: peat bogs, organic matter, peat-forming plants, bog waters, heavy metals, background level, geochemical criteria for assessing pollution

Source of financing: The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research (regional project no. 17-45-540063 r_a). The work was carried out under the state order of the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS at the Center for Collective Use of Multielement and Isotope Research of the SB RAS.

For citation: Leonova G.A., Maltsev A.E., Preis Yu.I., Bobrov V.A. (2022) Geoecological assessment of the current state of upper bogs (Ryams) of the Barabin forest steppe under anthropogenic impact. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 76–95. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/25/5

Введение

Болота широко распространены на территории Западной Сибири. Этому способствовали специфические геоморфологические условия, относительно выровненный характер поверхности и слабая дренированность. Большая протяженность территории в меридиональном направлении определяет широкий спектр биоклиматических условий и разнообразие болотных экосистем (низинные, переходные, верховые), которые занимают в отдельных районах Западной Сибири от 30 до 80 % площади [Лисс и др., 2001; Наумов и др., 2009]. На территории Барабинской лесостепи расположены сосново-кустарничково-сфагновые болота (рямы), которые по условиям водно-минерального питания относятся к верховым и характеризуются преимущественно атмосферным питанием. Атмосферные выпадения (дождь, снег) являются основным источником поступления химических элементов на их поверхность. В настоящее время рямы Барабинской лесостепи имеют характер фрагментов верховых болот, вкрапленных в низинные болота [Степанова, Волкова, 2017].

Верховые болота Барабинской лесостепи сформировались в конце суббореального периода в условиях похолодания и повышения влажности климата [Хазин и др., 2016]. В современных условиях глобального потепления возникла реальная угроза потери этих уникальных реликтовых комплексов, кото-

рые расположены на южной границе ареала распространения верховых болот и испытывают наибольшее влияние изменения климата и антропогенного воздействия. Большую тревогу вызывают пожары, о чем свидетельствуют анализ снимков в системе Google Earth данной территории и рекогносцировочные работы на местности: большая часть рямовых комплексов, отнесенных к категории региональных памятников природы, пройдена пожарами [Наумов и др., 2009; Степанова, Волкова, 2017]. Широкомасштабная мелиорация верховых болот Барабинской лесостепи в первой половине XX в. вызвала их обсыхание, а частые пожары обусловили снижение их биоразнообразия и биопродуктивности, уменьшение запасов торфа из-за его вторичного разложения и выгорания. В связи с этим становится вполне очевидной необходимость проведения комплексного геоэкологического мониторинга состояния верховых болот (рямов) лесостепной зоны Западной Сибири. Известно, что рямовые комплексы в естественном ненарушенном состоянии играют важную роль в поддержании уровня грунтовых вод, тем самым обеспечивая стабильное состояние природной среды прилегающих территорий [Лисс и др., 2001].

Верховые болота Барабинской лесостепи являются удобными и перспективными модельными объектами для геохимических и геоэкологических исследований. Погребенные залежи сфагнового торфа сохраняют химический состав по глубине стратифи-

цированных горизонтов, тем самым отражая химический состав атмосферных выпадений в прошлом и настоящем [Гавшин и др., 2004; Бобров, Прейс, Будашкина, 2013; Бобров и др., 2019]. В мире большое внимание уделяется изучению особенностей распределения химических элементов по глубине полных голоценовых разрезов торфяных залежей вплоть до подстилающих грунтов [Helmer, Urban, Eisenreich, 1990; Steinmann, Shotyk, 1997; Shotyk et al., 2001; Malawskaand, Wilkomirski, 2004; Gorham, Janssens, 2005; Kempster et al., 2017]. Подобные исследования верховых болот лесной и лесостепной зон Западной Сибири практически не проводились, за исключением немногочисленных работ по геохимии полных разрезов верховых торфяников [Ефремова и др., 2003; Прейс, Бобров, Сороковенко, 2010; Прейс и др., 2010; Архипов, Бернатонис, 2013; Бобров, Прейс, Будашкина, 2013; Savichev, 2015; Stepanova et al., 2015; Савичев и др., 2019] и геохимии болотных вод данного региона [Савичев, Шмаков, 2012; Шварцев и др., 2012; Савичев, 2015]. Это и послужило причиной начать аналогичные исследования полных голоценовых разрезов верховых торфяников Барабинской лесостепи.

Цель данной работы – исследовать геохимические процессы постседиментационных превращений органического и минерального вещества торфяных отложений и болотных вод, перераспределение хи-

мических элементов по глубине голоценовых разрезов торфяников, дать оценку степени антропогенного воздействия на верховые болота лесостепной зоны Западной Сибири на основе комплекса геохимических критериев.

Объекты и методы исследований

В сентябре 2017–2018 гг. опробованы два верховых болота Барабинской лесостепи. Убинское верховое болото (координаты 55°18'40" с.ш., 79°42'25" в.д.) расположено в Убинском районе Новосибирской области у с. Убинское. Шерстобитовское верховое болото (координаты 54°58'58" с.ш., 81°00'58" в.д.) – в Чулымском районе Новосибирской области у с. Шерстобитово (рис. 1). Выбраны наиболее показательные ключевые участки Шерстобитовского болота, находящегося в естественном ненарушенном состоянии и Убинского горелого болота – антропогенно нарушенного, имеющего признаки влияния мелиорации и пожаров. Проведено бурение торфяных залежей Убинского горелого ряма (кern 4 м) и Шерстобитовского ряма (кern 3 м) до подстилающих грунтов торфяным буром БТГ-1. Керны торфа были герметично упакованы в пластиковые трубы и до проведения химических анализов хранились в холодном помещении кернохранилища.

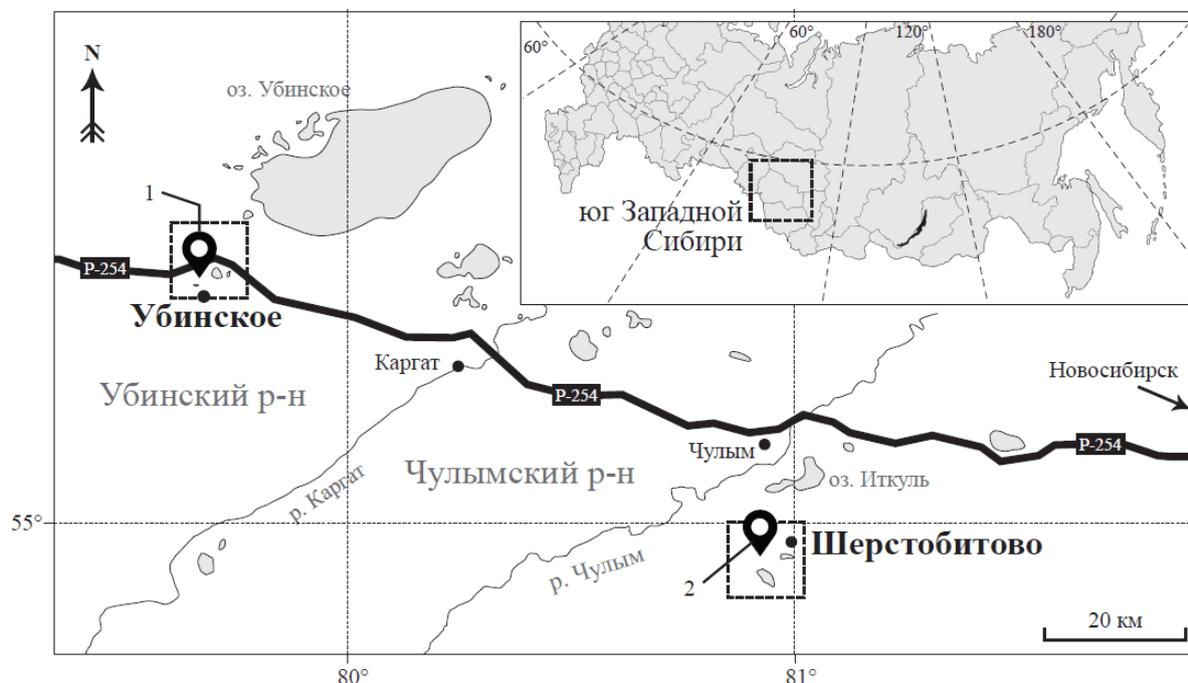


Рис. 1. Карта-схема района исследования (Барабинская лесостепь, Новосибирская область)

1 – Убинский горелый рям (Убинский район), 2 – Шерстобитовский рям (Чулымский район)

Fig. 1. Schematic map of the study area (Barabinsk forest-steppe, Novosibirsk region)

1 – Ubinsky burnt ryam (Ubinsky district), 2 – Sherstobitovskiy ryam (Chulymsky district)

Выполнено геоботаническое обследование с описанием растительного покрова рямовых комплексов. Шерстобитовский рям в настоящее время представлен березово-сосново-кустарничково-сфагновым фитоценозом. Густой древесный ярус образован сосной обыкновенной *Pinus sylvestris* L. и березой пушистой *Betula pubescens* (Ehrh.). Напочвенный хорошо развитый сплошной моховой покров состоит преимущественно из сфагновых мхов *Sphagnum magellanicum* Brid. Убинский горелый рям представлен пирогенным березово-осиново-кустарничковым фитоценозом. Густой древесный ярус образован молодыми осинами (*Populus tremula* L.) и березами (*B. pubescens*). Напочвенный моховой покров состоит из сфагновых мхов *Sphagnum fuscum* (Schimp.) N. Klinggr., который под влиянием антропогенных факторов (мелиорация, пожары) в настоящее время сильно разрежен.

Отбор проб дождевой и болотной воды проводили в сентябре 2017 г. В отобранной воде сразу измеряли неустойчивые физико-химические параметры – водородный показатель (рН) и окислительно-восстановительный потенциал (Eh). Болотную и дождевую воду на гидрохимический анализ (катионы и анионы) не консервировали, а на микроэлементный анализ консервировали добавлением концентрированной азотной кислоты (о. ч.) из расчета 4 мл кислоты на 1 л раствора.

Оценку степени антропогенного воздействия на компоненты рямовых комплексов на участках, пройденных пожарами, проводили путем сравнения содержания химических элементов на фоновых (прилегающих к пожарищу территориях) и выгоревших площадях по комплексу геохимических критериев согласно [Сае, Ревич, Янин, 1990]. Образцы мхов и лесной подстилки, обугленных при пожаре, а также подстилающей их почвы (верхние 5 см) на выгоревших участках отбирали стандартным стальным кольцом (диаметр 82 мм, высота 50 мм, объем 264 см³), обычно применяемом при геоэкологических исследованиях. Отбор проб мхов на фоновом участке, а также листьев березы и брусничника на обоих участках проводили вручную. Все образцы индикаторных компонент фоновых и антропогенно нарушенных биогеоценозов отбирали в пяти точках по линиям трансекты.

Гидрохимический анализ (определение содержания ионов HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} , NH_4^+ , показателей биохимического (БПК) и химического потребления кислорода (ХПК) в дождевых и болотных водах проведен комплексом общепринятых методов [ПНД Ф 14.1:2.96–97, 2004; ПНД Ф 14.1:2.159–2000, 2005; РД 52.24.493–2006, 2006; ГОСТ Р 57162-2016, 2016] в лаборатории контроля

качества природных и сточных вод ФГУ «ВерхнеОбьрегионводхоз». Анионы HCO_3^- , Cl^- определяли титриметрическими методами анализа, SO_4^{2-} – турбиметрическим, 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 макрокомпонентов (К, Na, Ca, Mg) и микроэлементов (Al, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Ag, Ba, Hg, Pb) в дождевых и болотных водах в аналитической лаборатории Института неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН.

Методом атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) определены валовые концентрации Al, K, Na, Ca, Li, Mg, Hg, Pb, Cd, Cu, Zn, Ni, Cr, Co, Fe, Mn, Sr, Ag, Be, Au, As в образцах торфа и биообъектов в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН).

Степень накопления химических элементов по глубине торфяных разрезов выражали отношением концентрации изучаемого элемента в торфе к концентрации опорного элемента (Al) и рассчитывали «коэффициенты обогащения» (Enrichment Factor – EF) согласно подходу [Shotyk et al., 1996]. Для выявления геохимической специфики торфов в качестве образца сравнения использовали выдержанные по химическому составу глинистые сланцы из сводки [Li, 1991].

Оценка геоэкологического состояния рямовых экосистем проведена по геохимическим критериям:

1. Коэффициент концентрации (K_c) характеризует степень концентрирования элемента в компонентах природной среды в зоне загрязнения относительно его фонового содержания [Авессаломова, 1987]:

$$K_c = (C_i) / (C_\phi),$$

где C_i – концентрация i -го химического элемента в зоне загрязнения; C_ϕ – фоновое содержание этого элемента.

2. Формула геохимической ассоциации (ФГА) [Сае, 1982; Сае, Ревич, Янин, 1990; Янин, 2002] характеризует качественный (элементный состав) и структуру геохимической аномалии (состав техногенного загрязнения) и представляет собой упорядоченную по значениям K_c совокупность (ранжированный ряд) химических элементов в природном объекте. Формула геохимической ассоциации изображается, например, так: $\text{Hg}_{150}\text{-Cd}_{110}\text{-Ag}_{78}\text{-As}_{51}\text{-Zn}_{23}\text{-Pb}_{11}\text{-Sb}_5$, где цифровые индексы около символов химических элементов представляют их коэффициенты концентрации (K_c).

Результаты и обсуждение

Общая характеристика торфяных разрезов. Стратиграфия и изменение некоторых параметров

(степень разложения торфа – R, значения pH, зольности, влажности и плотности) по глубине торфяников Шерстобитовского и Убинского горелого рямов представлены на рис. 2. На антропогенно нарушенном Убинском горелом ряме разрез торфяной залежи заложен в пониженной приозерной части. Исследованный участок расположен на периферии олиготрофного болота. Уровень болотных вод находится на глубине 24 см. Торфяная залежь имеет мощность 347 см и состоит из двух слоев (рис. 2, a). Мощный слой верхового торфа (0–257 см) образован сфагновым-фускум (*Sphagnum fuscum*) торфом с прослойками пирогенного пере-

ходного 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). Возраст торфяной залежи оценивается в 5,6 ¹⁴C тыс. лет, возраст всего вскрытого разреза – в 6,2 ¹⁴C тыс. лет.

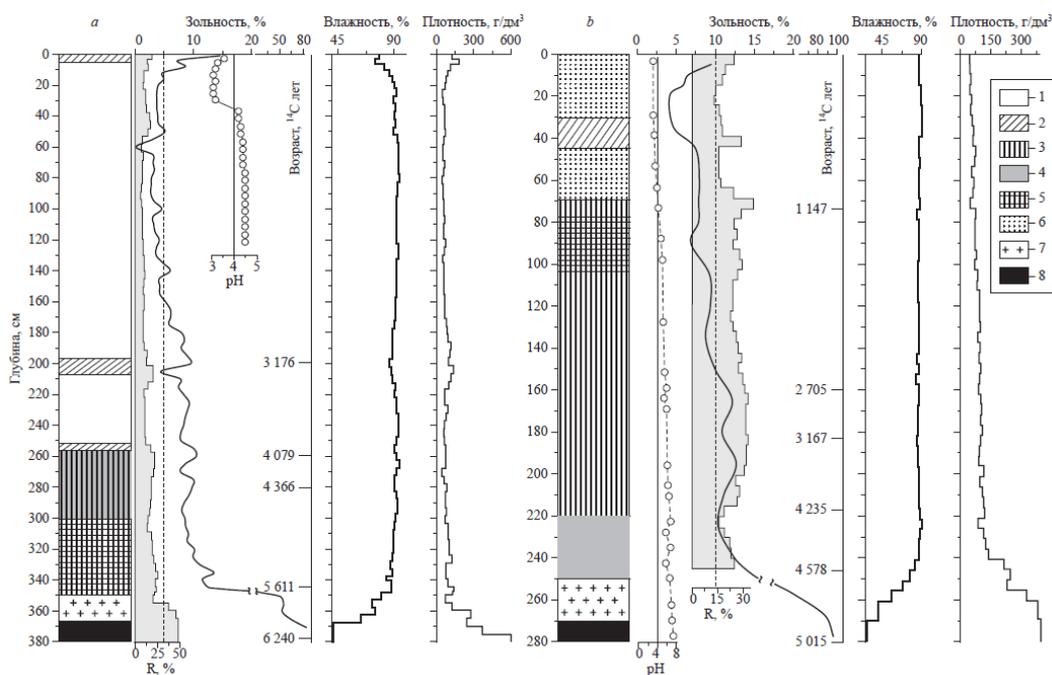


Рис. 2. Стратиграфия, возраст ¹⁴C, степень разложения (R), распределение pH, зольности, плотности, влажности по разрезам Убинского (a) и Шерстобитовского (b) торфяников

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, 8 – минеральные отложения

Fig. 2. Stratigraphy, age ¹⁴C, degree of decomposition (R), distribution of pH, ash content, density, moisture along the sections of Ubinsky (a) and Sherstobitovskiy (b) peat bogs

Plant remains: 1 – *Sphagnum fuscum* (high moor peat), 2 – woody remains, 3 – forbs, 4 – *S. teres*, 5 – reed, 6 – *S. magellanicum* (high moor peat), 7 – organomineral deposits, 8 – mineral deposits

На Шерстобитовском ряме, не тронутым пожарами и мелиорацией, разрез торфяной залежи заложен в западной части. Уровень болотных вод находится на глубине 14 см. Торфяная залежь смешанная, многослойная лесо-топяная, имеет мощность 250 см и состоит из двух слоев (рис. 2, b). Верхний слой (0–70 см) представлен верховым магелланикум-торфом (*Sphagnum magellanicum*) с прослойкой древесного торфа в интервале разреза (30–45 см). Нижний слой

(70–250 см) мощностью 180 см образован различными видами низинных травяных, древесно-травяных и сфагновых торфов. Торфяная залежь подстилается (250–270 см) органо-минеральными отложениями, ниже которых залегают гумусированные минеральные отложения вплоть до глубины 280 см, а глубже – светлые глины. Возраст торфяной залежи оценивается в 4,5 ¹⁴C тыс. лет, возраст всего вскрытого разреза – в 5,0 ¹⁴C тыс. лет.

Распределение зольности по глубине голоценовых разрезов торфяных залежей в целом однотипно (рис. 2, а, б). Значения зольности довольно выдержаны с небольшой тенденцией увеличения с глубиной, незначительно отличаясь в слоях торфа верхового и низинного типов. Резкое увеличение зольности отмечается на границе перехода от торфов к органоминеральным и ниже к минеральным отложениям. Зольность поверхностного пирогенного слоя торфа Убинского горелого яма (0–3 см) достигает максимального значения – 14,5 %, ниже по разрезу в слое торфа верхового типа она изменяется от 2,5 до 10,1 %, в слое торфа низинного типа незначительно повышается и варьирует в пределах значений 7,8–12,9 %. В слое органоминеральных отложений зольность резко увеличивается до 51–65 %, а в подстилающих минеральных отложениях достигает значений 83 %. Величина зольности в слое верхового торфа Шерстобитовского яма варьирует в пределах 4,3–9,6 %, также незначительно повышается в слое низинного торфа, изменяясь в пределах 7,0–13,9 %, резко увеличивается в слое органоминеральных отложений до 54–87 % и достигает максимального значения в минеральных отложениях – 96 %.

Распределение значений влажности торфа по разрезам исследуемых торфяников равномерно (рис. 2 а, б). В верховом торфе Убинского и Шерстобитовского ям влажность варьирует в пределах 74–91 % и 88–91 % соответственно, в низинном торфе 78–94 и 83–91 %, в органоминеральных отложениях 63–79 и 40–78 %, в подстилающих минеральных отложениях уменьшается до 28 %.

При значительном варьировании показателей плотности по разрезу торфяной залежи Убинского горелого яма (45–187 г/дм³) средние ее значения для слоев верхового и низинного торфа различаются незначительно – 75,9 и 87,4 г/дм³ соответственно. В органоминеральных отложениях значение плотности увеличивается до 323 г/дм³. По разрезу торфяной залежи Шерстобитовского яма плотность изменяется в пределах 42–203 г/дм³. Средние показатели плотности для верхового торфа составляют 56,8 г/дм³, для низинного торфа – 91,9 г/дм³, для органоминеральных отложений – 277 г/дм³, для минеральных отложений – 288 г/дм³.

Распределение биогенных элементов и отношения C/N по разрезам торфяников. Торфяные разрезы Шерстобитовского и Убинского горелого верховых болот характеризуются выдержанными значениями органического углерода (C_{орг}) по всей глубине залежи (табл. 1). В торфяной залежи Шерстобитовского болота содержание C_{орг} изменяется в пределах 45–48 %, в нижних интервалах на границе с органоминеральными отложениями значения C_{орг} резко пада-

ют до 10 %, а в подстилающих их минеральных отложениях до 3 %. В торфяной залежи Убинского горелого болота содержание C_{орг} находится в пределах 42–44 %, в органоминеральных отложениях снижается до 27–32 %, в минеральных отложениях падает до 8–3 %.

Распределение водорода по разрезам торфяных залежей выдержанное. Концентрации Н в торфе очень близки для обоих торфяников и составляют 4,7–5,5 %, в органоминеральных отложениях – 3,3–4,1 %, в минеральных отложениях – 0,9 %.

Установлено увеличение содержаний азота по глубине торфяных разрезов. В верховом торфе Шерстобитовского болота содержание N составляет 1,1–1,5 %, в низинном торфе оно несколько выше 2,5–3,3 %, в органоминеральных отложениях – 2,4 %, в минеральных отложениях – 0,5–0,9 %. В верховом торфе Убинского горелого болота содержание N находится в пределах 0,9–1,8 %, в низинном торфе – 2,0–2,7 %, в органоминеральных отложениях падает до 0,4 %.

Установлено, что в верховом торфе Убинского горелого болота до глубины 187 см содержания S ниже предела обнаружения (менее 0,2 %). Вниз по разрезу в низинном торфе наблюдается резкое увеличение содержания S от 0,88 до 3,65 % с последующим снижением концентраций в органоминеральных и минеральных отложениях до 1,0–1,4 %. Распределение S в торфе Шерстобитовского болота идет синхронно с распределением N. В верхних интервалах торфа (0–65 см) содержания серы также ниже предела обнаружения. Интервал низинного торфа (165–250 см) характеризуется самыми высокими значениями S от 3,51 до 3,0 %.

Неоднородности в распределении основных биогенных элементов по разрезам исследованных торфяников хорошо маркируют смену ботанического состава торфа на разных этапах формирования болот. Увеличение содержания N по глубине торфяных залежей от верхового к низинным торфам обусловлено сменой видового состава растений – продуцентов органического вещества: сфагновые мхи, слагающие верховой торф, сменяются прибрежно-водной растительностью (тростник, рогоз) и разнотравьем, слагающими низинный торф. Изменение содержаний биогенных элементов, обусловленное сменой вещественного состава органического вещества, особенно ярко прослеживается в разрезе Шерстобитовского болота, где наблюдается четкая тенденция увеличения концентраций N и S по глубине разреза (табл. 1). Помимо смены вещественного состава органического вещества, резкое увеличение концентраций S по глубине разрезов торфяников может свидетельствовать о деятельности микроорганизмов,

участвующих в восстановлении SO_4^{2-} до H_2S , что сопровождается образованием аутигенных сульфидов различных металлов, прежде всего пирита согласно [Leonova et al., 2021]. Также по [Юдович, Кетрис, 2011] рост содержания S в нижних интервалах торфа может быть связан с осернением органического вещества в процессе раннего диагенеза.

Отношение органического углерода к органическому азоту (C/N) в вертикальных профилях торфяных залежей и сапропелевых отложениях является органо-геохимическим маркером источников поступления и генезиса захороненного органического вещества [Леонова и др., 2019], а также C/N-отношение маркирует смену ботанического состава торфа и является индикатором процессов гумификации [Borgmark, 2005]. Интервалы верхового торфа с преобладанием в ботаническом составе сфагнового мха характеризуются более высокими значениями отношения C/N (табл. 1). Так, в верховом торфе Убинского горелого болота C/N изменяется в пределах 24–74, Шерстобитовского болота – в пределах 30–44. Интервалы низинного травяного торфа с преобладанием в ботаническом составе прибрежно-водных растений (тростник, рогоз), осок, вахты имеют существенно меньшие значения C/N. В низинном торфе Убинского горелого болота C/N изменяется в пределах 12–23, Шерстобитовского болота – в пределах 14–18. Таким образом, отношение C/N хорошо маркирует интервалы слоев верхового сфагнового и низинного травяного торфа. В целом для разрезов Убинского горелого и Шерстобитовского болот получены значимые коэффициенты корреляции отношения C/N и степени разложения торфа ($r = -0,95$ и $-0,87$), а также отношения C/N и глубины залежи ($r = -0,61$ и $-0,76$), что подтверждает тенденцию роста степени деструкции органического вещества с глубиной. Однако если для слоев верхового

торфа этих разрезов коэффициенты корреляции отношения C/N и степени разложения торфа остаются значимыми ($r = -0,93$ и $-0,71$), то для слоев низинного торфа их значимость резко понижается ($r = -0,47$ и $-0,27$). Последнее обусловлено значительным разнообразием ботанического состава низинных торфов, влияющим на их степень разложения.

Распределение химических элементов по разрезам торфяников. По коэффициентам корреляции все исследованные химические элементы хорошо разбиваются на группы (табл. 2). Первую группу составляют химические элементы, входящие в терригенную (обломочную) часть материала торфа – Li, Al, Na, K, Fe, Cr, Mn, Ni, для них характерна сильная прямая корреляция (до 0,98 %) с распределением зольности по разрезам. Они характеризуются относительно устойчивым увеличением концентраций от поверхности торфяников вглубь разреза к минеральным отложениям с ярко выраженным максимумом в минеральных отложениях, что обусловлено повышением их зольности. Вторую группу составляют Ca, Sr, частично Mg. Эти химические элементы характеризуются резким увеличением концентраций в средних и нижних интервалах, представленных низинным торфом. Третья группа – халькофильные элементы Pb, Sb, Hg, Cu, Zn, As, характеризующие загрязненность современной атмосферы. Для них характерны хорошо выраженные максимумы концентраций в верхних интервалах торфяников. Благородные металлы Ag и Au не имеют значимых коэффициентов корреляции с другими элементами, за исключением значимой положительной корреляции между Ag–As ($r = 0,65$) в Шерстобитовском торфянике. В целом для Au, Ag и As характерно отсутствие общих закономерностей в распределении по разрезам исследованных торфяников.

Таблица 1
Распределение биогенных элементов и отношения C/N по разрезам торфяников

Table 1

Distribution of nutrients elements and C/N ratios across peat sections

Горизонт, см	C, %	H, %	N, %	S, %	C/N
Шерстобитовский торфяник					
<i>S. magellanicum</i>	44,48	5,18	0,77	0	58
5	45,48	5,18	1,46	0	30
20	47,62	5,31	1,08	0	44
35	48,15	5,1	1,46	0	33
50	48,29	5,42	1,39	0	35
65	48,19	5,19	1,34	0	36
80	48,53	4,95	2,75	1,65	18
105	47,1	5,25	3,02	2,32	16
135	46,74	5,47	3,25	3,03	14
150	46,21	5,4	3,21	2,99	14
165	45,77	5,12	3,3	3,51	14
180	45,01	5,1	3,22	3,37	14
195	44,92	5,02	3,11	3,74	14

Горизонт, см	C, %	H, %	N, %	S, %	C/N
210	46,25	4,85	2,91	3,9	16
225	44,82	4,93	2,48	3,74	18
245	45,1	4,83	2,57	3,81	18
250	35,86	3,98	2,49	3,72	15
265	10,01	1,26	0,9	1,52	11
275	3,51	0,79	0,48	1,49	7
Убинский горелый торфяник					
<i>S. fuscum</i>	43,63	5,35	0,9	0	48
3	42,29	4,67	1,81	0	24
6	46,92	5,47	1,1	0	43
22	46,56	5,47	0,84	0	55
37	48,57	5,25	1,1	0	44
67	45,14	5,26	0,7	0	64
97	47,47	5,37	0,64	0	74
127	47,76	5,34	0,65	0	73
157	47,89	5,76	0,88	0	54
187	46,81	5,31	0,94	0,88	50
217	46,54	5,04	0,82	2,06	57
247	45,36	5,07	0,93	1,87	49
287	46,81	4,91	2,02	2,66	23
307	47,29	5,18	2,71	2,81	17
337	44,96	4,93	2,67	3,65	17
347	32,94	4,05	2,71	3,4	12
352	27,12	3,27	2,36	2,67	11
367	8,77	1,38	0,85	1,38	10
372	3,03	0,93	0,44	1	7

Таблица 2

Значимые коэффициенты корреляции (не менее 0,65) содержания химических элементов, зольности (Зол.) и C_{орг} в профилях Убинского (У) и Шерстобитовского (Ш) торфяников

Table 2

Significant correlation coefficients (not less than 0.65) of the content of chemical elements, ash content (Ash.) and C_{org} in the profiles of the Ubinsky (U) and Sherstobitovsky (III) peat bogs

Рям	Группа I											
	Зол-Al	Fe-Al	Na-Al	K-Al	Mn-Al	Co-Al	Ni-Al	Li-Al	Cr-Al	Mg-Al	Fe-Mn	Fe-C _{орг}
У	0,96	0,97	0,98	0,98	0,93	0,98	0,99	0,93	0,96	0,99	0,94	-0,67
Ш	0,99	0,97	0,99	1,00	0,76	0,94	0,93	1,00	0,98	-	0,86	-0,97

Рям	Группа II			Группа III								
	Ca-Sr	Ca-Mg	Mg-Sr	Cu-Zn	Cu-C _{орг}	Zn-C _{орг}	Pb-Sb	Pb-Hg	Pb-Cd	As-Cu	As-Zn	As-Ag
У	0,78	-	-	0,96	-	-	0,91	-	-	0,87	0,80	-
Ш	0,99	0,89	0,88	0,95	-0,90	-0,88	0,76	0,85	0,75	0,74	0,77	0,65

Распределение химических элементов по разрезам исследованных торфяников представлено в табл. 3, 4. Стоит отметить, что для Al, K, Na, Fe увеличение их содержания в верхних интервалах торфа связано с атмосферным питанием верховых болот и поступлением данных химических элементов с атмосферной пылью. Так, для верхнего интервала торфа (0–5 см) в Убинском горелом торфянике установлены следующие содержания – Al (1,1 %), K (0,25 %), Na (0,11 %) и Fe (0,8 %), в Шерстобитовском – Al (0,46 %), K (0,1 %), Na (0,07 %) и Fe (0,17 %). Поскольку Al является одним из основных зольных компонентов торфов, то, соответственно, с увеличением зольности в разрезах торфяников синхронно увеличиваются концентрации Al в расчете

на сухую массу торфа. Алюминий находится в торфяниках Убинского горелого и Шерстобитовского верховых болот в составе тонкодисперсных глинистых минералов. Таким образом, по сходству распределения Al, Fe, K, Na по разрезам торфяников (табл. 3, 4) можно сделать заключение об едином источнике поступления силикатного и алюмосиликатного материала – с атмосферными выпадениями (пыль).

Распределения Fe и Mn тесно коррелируют между собой (см. табл. 2), что отражает сходную направленность биогеохимической миграции данных химических элементов в ходе формирования торфяных залежей. Источником их поступления на поверхность верховых торфяников являются атмосферные выпадения. Большую роль в геохимии Fe и

Mn играют окислительно-восстановительные условия согласно [Ефремова и др., 2003]. Поверхностный слой торфяной залежи (0–5 см) характеризуется значениями Eh > 0 и является окислительным геохимическим барьером, на котором концентрируются химические элементы с переменной степенью окисления – Fe и Mn (табл. 3, 4). Поэтому, помимо атмосферного привноса, увеличение концентраций Fe и Mn в верхних интервалах торфяников может быть связано с окислением здесь восстановленных форм Fe и Mn, поступающих с болотными водами из нижних горизонтов торфяников с восстановительной обстановкой.

В исследованных торфяниках установлено увеличение концентраций Ca (частично Mg, Sr) от верхних (0–60 см, Шерстобитовское болото) и средних (0–112 см, Убинское горелое болото) к более глубоким участкам торфяных залежей (табл. 3, 4). Распределение Ca определенным образом дифференцировано по разрезам торфяников: верхний горизонт, представленный главным образом слабо разложившимися сфагновыми торфами, несколько обеднен кальцием (0,30–0,58 %) в отличие от основной

залежи (1,04–1,37 %). Установлено, что в верховом торфе исследованных болот содержится меньше Ca по сравнению с низинным типом торфа, возможно, за счет выноса его приповерхностным стоком, что приводит к частичному обеднению кальцием верхних горизонтов торфяников. Рост содержания Ca в более глубоких слоях (низинный торф) косвенно указывает на изменение водного режима и обводненности болот на ранних этапах их развития в голоцене. Так, средние содержания кальция в интервалах низинного торфа для Убинского горелого (250–372 см, Ca = 1,37 %) и Шерстобитовского болот (70–275 см, Ca = 1,45 %) близки к содержаниям Ca (0,78–3,00 %) для торфов низинного типа Западной Сибири по данным [Архипов и Бернатонис, 2013; Веретенникова, 2013], а средние содержания кальция в интервалах верхового торфа Убинского горелого (0–112 см, Ca = 0,52 %) и Шерстобитовского болот (0–60 см, Ca = 0,40 %) близки к содержаниям Ca (0,18–1,00 %) для торфов верхового типа болот Западной Сибири согласно [Архипов, Бернатонис, 2013; Веретенникова, 2013].

Таблица 3

Распределение химических элементов по разрезу Убинского горелого торфяника

Table 3

Distribution of chemical elements along the Ubinsky burnt peat bog section

Гор-т, см	Fe	Al	Ca	Mg	K	Na	Cr	Be	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mn	Cd	Sb	Li	Sr	As	Hg	Au	Ag	
	%						мг/кг															мкг/кг	
Мох	0,51	0,53	0,67	0,12	0,19	0,064	12,0	0,20	1,5	5,5	11	30	48	270	0,21	0,79	1,9	40	–	–	–		
3	0,80	1,10	0,69	0,13	0,25	0,11	16,0	0,52	3,1	9,3	16	80	40	198	0,11	1,3	3,5	94	3	35	2,7	77	
6	0,30	0,52	0,53	0,068	0,078	0,049	6,9	0,18	1,2	3,9	7,2	38	6,3	20	0,048	0,54	1	78	1,9	40	4,6	430	
10	0,19	0,29	0,59	0,077	0,049	0,028	4,8	0,11	0,77	2,2	4	15	4	14	0,023	0,3	0,65	77	1	32	1,1	21	
14	0,20	0,25	0,53	0,078	0,04	0,023	4,1	0,091	0,67	2,1	4,1	14	4,3	16	0,025	0,33	0,53	71	2,2	31	2,1	54	
18	0,17	0,21	0,55	0,079	0,005	0,019	3,9	0,092	0,57	2,0	3,6	7,4	3,5	11	0,018	0,23	0,43	70	1,8	20	0,1	160	
22	0,13	0,17	0,61	0,087	0,033	0,022	4,0	0,061	0,6	1,4	3,1	3,2	4	2,5	0,009	0,14	0,53	55	1,8	18	5,7	250	
37	0,13	0,21	0,49	0,074	0,029	0,023	3,6	0,065	0,84	1,7	3,3	6,5	6	11	0,039	0,16	0,49	62	1,1	19	7,7	70	
52	0,079	0,24	0,49	0,073	0,037	0,031	3,5	0,055	0,43	1,1	3	1,5	5,5	12	0,016	0,01	0,65	63	0,8	15	0,1	110	
67	0,072	0,15	0,49	0,071	0,023	0,026	3,1	0,045	0,36	0,94	2,7	2,4	6,6	15	0,013	0,1	0,56	58	1,9	13	0,1	73	
82	0,073	0,13	0,46	0,067	0,013	0,024	3,7	0,031	0,34	0,05	1,3	1,4	7,3	13	0,048	0,01	0,47	62	0,05	22	0,1	820	
97	0,06	0,01	0,43	0,052	0,014	0,026	3,8	0,033	0,32	0,05	1,5	0,1	5,8	13	0,01	0,01	0,43	43	0,86	17	4,2	2500	
112	0,062	0,02	0,45	0,056	0,017	0,023	3,9	0,036	0,26	0,05	1,9	0,1	6,3	14	0,017	0,01	0,41	65	0,92	18	1,2	1600	
127	0,071	0,05	0,71	0,063	0,025	0,037	4,2	0,048	0,29	0,05	2,2	0,1	7,1	18	0,18	0,01	0,6	82	0,76	12	0,1	170	
142	0,074	0,11	0,74	0,065	0,043	0,049	4,9	0,08	0,41	0,57	2,2	0,1	6,6	20	0,022	0,01	0,83	97	0,05	20	3,2	240	
157	0,067	0,03	0,86	0,064	0,018	0,024	3,9	0,059	0,28	0,05	1,9	0,1	6,6	18	0,02	0,01	0,44	104	0,87	22	2,4	830	
172	0,071	0,1	0,91	0,067	0,030	0,036	4,9	0,058	0,3	0,91	3,2	0,1	7,4	20	0,042	0,01	0,54	110	0,56	24	0,1	400	
187	0,065	0,38	1,03	0,064	0,078	0,06	5,4	0,12	0,33	1,7	3,3	1,4	6,2	23	0,033	0,01	0,92	98	0,64	18	0,1	10	
202	0,16	0,32	1,08	0,075	0,076	0,054	5,4	0,14	0,6	1,8	3,5	1,3	7,2	41	0,034	0,01	0,93	104	2	19	3,5	150	
217	0,062	0,15	1,60	0,081	0,021	0,021	3,1	0,076	0,78	0,95	2,7	0,1	5,5	35	0,019	0,01	0,51	95	0,86	21	1,1	510	
232	0,072	0,18	1,70	0,078	0,033	0,025	4,1	0,088	0,57	1,1	2,1	0,1	5,2	38	0,047	0,01	0,59	115	0,05	9	0,1	17	
247	0,06	0,04	1,70	0,082	0,019	0,021	3,4	0,054	0,58	0,64	2,8	0,1	6,5	34	0,06	0,01	0,52	150	0,95	25	0,1	90	
262	0,24	0,12	1,80	0,07	0,032	0,024	3,5	0,07	0,74	1,2	3,3	0,1	11	54	0,042	0,01	0,57	102	1,1	21	0,1	75	
287	0,089	0,13	1,80	0,071	0,029	0,021	3,0	0,059	0,48	1,3	1,7	0,1	4,7	51	0,04	0,01	0,57	114	0,05	10	0,1	110	
292	0,079	0,14	1,80	0,072	0,027	0,02	2,8	0,049	0,49	1,2	1,9	0,1	5	49	0,034	0,01	0,57	113	0,54	14	0,1	58	
307	0,11	0,20	1,70	0,066	0,044	0,027	3,7	0,074	0,61	2,1	2,6	0,1	12	54	0,029	0,01	0,76	105	1,4	18	0,1	23	
322	0,15	0,18	2,10	0,071	0,038	0,026	3,6	0,071	0,81	2,4	3,4	0,1	12	77	0,034	0,01	0,7	117	1,3	15	5,8	48	
337	0,83	0,94	1,80	0,15	0,300	0,15	17,0	0,37	4,5	11	9,9	2,2	43	114	0,077	0,13	3,9	108	2,3	19	3,7	270	
352	1,59	3,10	1,70	0,34	0,900	0,56	36,0	0,96	6,9	25	22	6,8	65	191	0,11	0,11	10,4	107	3,6	10	1,4	68	
367	2,82	3,80	0,93	0,46	1,600	0,99	76,0	2,0	9,4	29	29	14	68	278	0,094	0,69	29	96	3,2	6	1,4	98	
372	3,09	3,40	0,72	0,38	1,150	0,87	83,0	1,8	10	32	30	14	63	287	0,09	0,71	32	114	6,3	5	0,1	1000	

Распределение химических элементов по разрезу Шерстобитовского торфяника

Table 4

Distribution of chemical elements along the Sherstobitovskiy peat bog section

Гор-т, см	Fe	Al	Ca	Mg	K	Na	Cr	Be	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mn	Cd	Sb	Li	Sr	As	Hg	Au	Ag
	%						мг/кг															мкг/кг
5	0,17	0,46	0,32	0,071	0,1	0,069	4,4	0,13	0,77	3,1	4,1	36	11	18	0,53	0,53	1,1	41	0,01	72	3,9	68
10	0,14	0,3	0,29	0,062	0,069	0,047	2,3	0,098	0,64	2,3	3,9	24	9	10	0,16	0,38	0,59	43	0,01	57	1,7	200
15	0,13	0,25	0,3	0,069	0,055	0,037	1,5	0,096	0,79	2	2,8	16	6,5	8	0,09	0,25	0,49	45	1,2	48	0,1	1
20	0,12	0,21	0,3	0,066	0,049	0,036	1,3	0,079	0,56	1,9	2,7	11	5,6	7	0,064	0,23	0,39	47	0,9	31	0,1	25
35	0,13	0,22	0,47	0,089	0,036	0,042	1,6	0,069	0,77	1,8	2,3	4,1	5	8	0,049	0,12	0,49	70	0,75	41	4,4	25
45	0,13	0,31	0,55	0,11	0,049	0,048	2,4	0,081	0,61	2	3	3,1	4,2	11	0,034	0,01	0,64	90	1,1	34	1,9	50
60	0,12	0,36	0,58	0,13	0,053	0,057	2,3	0,11	0,65	2	3,7	3,2	3,6	11	0,18	0,01	0,72	95	0,84	19	1,2	12
70	0,14	0,29	0,9	0,19	0,035	0,05	1,9	0,12	1,1	1,7	2,9	2,1	2,5	13	0,064	0,01	0,64	150	0,01	19	0,1	1
80	0,15	0,26	1,1	0,22	0,027	0,033	1,7	0,09	0,83	2,2	2	1,2	1,4	10	0,05	0,01	0,61	190	0,89	24	0,1	32
90	0,15	0,23	1,2	0,25	0,028	0,031	2	0,066	0,93	2,1	2,3	0,1	2	12	0,041	0,01	0,57	200	0,56	18	2,1	360
105	0,17	0,28	1,5	0,33	0,053	0,042	3,5	0,081	1	3,3	4,6	0,1	3,8	24	0,15	0,01	0,89	220	1,3	18	18	61
120	0,13	0,2	1,6	0,34	0,042	0,032	2,2	0,07	0,79	2,8	3,2	0,1	4,8	37	0,04	0,01	0,79	220	1,9	8	1,6	260
135	0,23	0,25	1,5	0,35	0,05	0,036	2,3	0,069	0,83	3	3	0,1	7,1	45	0,036	0,18	0,85	210	0,81	13	13	110
150	0,22	0,29	1,5	0,37	0,062	0,043	3,6	0,083	0,94	3,4	4	0,1	13	59	0,035	0,01	0,98	220	0,95	13	1,8	87
165	0,32	0,29	1,6	0,38	0,064	0,047	2	0,082	0,92	3,4	3,9	0,1	12	84	0,036	0,01	1,1	240	0,67	14	1,9	56
180	0,36	0,33	1,8	0,42	0,075	0,055	3,1	0,099	1,3	3,8	3,8	0,1	8,9	92	0,031	0,01	1,2	260	1	17	5,1	350
195	0,27	0,28	1,9	0,44	0,056	0,043	3	0,084	1,2	3,1	3,3	1	7,4	119	0,034	0,10	1	290	1,2	11	0,1	60
210	0,19	0,23	1,7	0,38	0,047	0,037	1,9	0,076	0,77	3,5	3,6	0,1	11	105	0,038	0,01	0,77	250	1,7	7	6,8	220
225	0,17	0,26	1,7	0,41	0,053	0,044	2,5	0,085	0,95	4,1	4,3	0,1	12	104	0,017	0,12	0,85	250	1,3	14	0,1	130
240	0,37	0,32	1,8	0,4	0,062	0,048	3	0,091	1,7	5,5	5	0,1	24	124	0,046	0,17	1	260	1,7	22	1,5	73
245	0,56	0,38	1,8	0,41	0,082	0,06	2,6	0,12	2,2	6,8	8,6	0,1	28	123	0,069	0,21	1,1	260	1,9	17	0,1	57
250	0,9	1,6	1,5	0,33	0,43	0,27	18	0,53	3	11	19	3,9	42	146	0,15	0,12	4,3	220	2,8	11	26	610
255	1,1	2,7	1,3	0,4	0,73	0,49	26	0,8	3,9	15	29	4,5	54	188	0,3	0,27	7,4	170	3,1	17	5,5	750
265	1,6	3,8	0,92	0,4	1,25	0,91	37	1,8	5	18	31	9,6	53	211	0,26	0,49	11	140	2,2	6	0,1	74
275	1,7	5	0,75	0,4	1,56	1,1	35	1,5	4,6	16	21	11	49	201	0,15	0,52	15	120	1,9	21	4,3	340

Верхние интервалы разреза Шерстобитовского торфяника характеризуются повышенными концентрациями халькофильных элементов As, Cd, Sb, Hg и Pb, в Убинском горелом торфянике кроме того добавляются еще Cu и Zn (см. табл. 3, 4). Так, для Убинского горелого торфяника в интервале 0–20 см отмечены концентрации Cu, равные 3,1–16,0 мг/кг, Zn – 40 мг/кг, As – 1,8–3,0 мг/кг, Cd – 0,11 мг/кг, Sb – 1,3 мг/кг, Hg – 0,02–0,04 мг/кг, Pb – 7,4–80,0 мг/кг. Для Шерстобитовского торфяника в интервале 0–10 см отмечены концентрации Cd в пределах 0,2–0,5 мг/кг, As – 0,01–1,2 мг/кг, Sb – 0,4–0,5 мг/кг, Hg – 0,05–0,07 мг/кг, Pb – 24–36 мг/кг. Повышение концентраций халькофильных элементов (Cu, Zn, As, Cd, Sb, Hg, Pb) в верхних интервалах исследованных торфяников можно связать с поступлением их из атмосферы в XX и XXI вв. как за счет природных, так и техногенных факторов [Гавшин и др., 2004; Бобров, Прейс, Будашкина, 2013; Бобров и др., 2019].

Полученные аналитические данные по концентрациям химических элементов позволили выявить особенности обогащения ими торфа по глубине стратифицированных разрезов с помощью коэффициентов обогащения (Enrichment Factor – EF) в сравнении с подстилающими органоминеральными от-

ложениями и продуцентами органического вещества. Установлено обогащение (EF = 15,9–36,7) верхних горизонтов торфа халькофильными элементами Pb, Cd, Sb, As, Hg (рис. 3).

Так, для верхних горизонтов (0–22 см) Убинского горелого торфяника значения EF составляют: Pb (20,5), Cd (2,3), Sb (5,8), As (3,9), Hg (24,2). Для верхних горизонтов (5–70 см) Шерстобитовского торфяника значения EF составляют: Pb (15,9), Cd (11,3), Sb (3,4), As (1,4), Hg (36,7). Выявлено существенное обеднение верхних горизонтов торфа Mn: EF = 0,62 (Убинский горелый торфяник) и 0,34 (Шерстобитовский торфяник), а также Li: EF = 0,30 (Убинский торфяник) и 0,25 (Шерстобитовский торфяник). Средние горизонты торфяников характеризуются существенным обогащением Ca, для которого EF = 61,6 (Убинский горелый торфяник) и 29,2 (Шерстобитовский торфяник), Sr: EF = 29,7 (Убинский горелый торфяник) и 23,1 (Шерстобитовский торфяник), а также незначительно Mg: EF = 4,5 (Убинский горелый торфяник) и 7,1 (Шерстобитовский торфяник). Отмечается обеднение средних интервалов торфа Pb: EF = 1,71 (Убинский горелый торфяник) и 0,38 (Шерстобитовский торфяник).

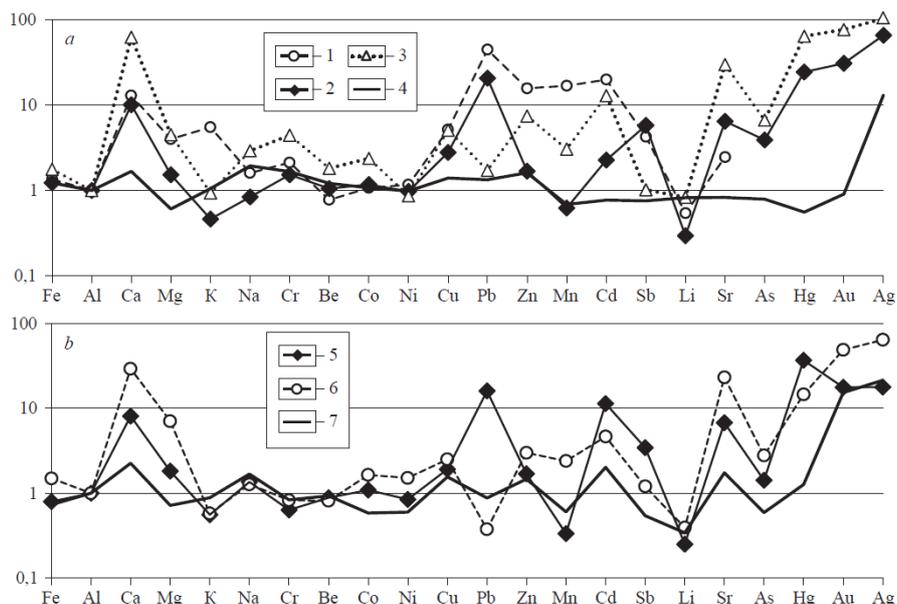


Рис. 3. Коэффициенты обогащения (EF) биопродуцентов и разных типов торфов химическими элементами относительно кларков глинистых сланцев с предварительным нормированием на Al

Убинское болото: 1 – мох *Sphagnum fuscum*, 2 – торф, 0–22 см, 3 – торф, 37–337 см, 4 – органоминеральные осадки, 352–372 см; Шерстобитовское болото: 5 – верховой торф, 5–70 см, 6 – низинный торф, 80–245 см, 7 – органоминеральные осадки, 250–265 см

Fig. 3. The enrichment factors (EF) of bioproducers and different types of peats in chemical elements relative to the clarkes of shales with preliminary normalization to Al

Ubinskoe bog: 1 – *Sphagnum fuscum* moss, 2 – peat, 0–22 cm, 3 – peat, 37–337 cm, 4 – organic-mineral sediments, 352–372 cm; Sherstobitovskoe bog: 5 – high moor peat, 5–70 cm, 6 – lowland peat, 80–245 cm, 7 – organomineral sediments, 250–265 cm

По всей глубине исследованных торфяников наблюдается обогащение Au и Ag, однако более глубокие интервалы (80–337 см) обогащены значительнее Au: EF = 76,1 (Убинский горелый торфяник) и 48,6 (Шерстобитовский торфяник), Ag: EF = 96,3 (Убинский горелый торфяник) и 63,7 (Шерстобитовский торфяник), чем вышележащие интервалы (0–70 см), где значения EF составляют для Au – 30,7 (Убинский горелый торфяник), 17,6 (Шерстобитовский торфяник) и для Ag – 65,1 (Убинский горелый торфяник), 17,7 (Шерстобитовский торфяник). При этом для Убинского горелого торфяника обогащение Au и Ag значительно выше, чем для Шерстобитовского торфяника. Для продуцентов органического вещества торфа Убинского горелого торфяника (мха *Sphagnum fuscum*) характерно обогащение Cu (7,6), Zn (27,7), Mn (16,7), Cd (19,7), Sb (4,3) и особенно Pb (72,6).

Химический состав атмосферных (дождевых) и болотных вод. В водном балансе верховых болот основное значение имеют атмосферные осадки. Поэтому, помимо химического состава болотных вод Убинского горелого, Большого Убинского и Шерстобитовского рямов, были исследованы дождевые воды.

Дождевые воды по преобладающим ионам, согласно классификации [Алекин, 1970], относятся к гидрокарбонатному классу группы кальция (табл. 5), по окислительно-восстановительным условиям – к типу окисленных кислородных ($E_h = +0,335$ В, растворенный O_2 – 7,3 мг/л), по щелочно-кислотным условиям – к классу нейтральных (pH = 6,54), по величине общей минерализации (16,8 мг/л) – к семейству ультрапресных вод согласно [Перельман, 1982]. Биохимическое потребление кислорода (БПК₅ – показатель, характеризующий содержание легкоокисляемых органических веществ по количеству израсходованного на их окисление кислорода в течение 5 сут) составляло – 0,94 мг O_2 /л, ХПК – показатель, характеризующий суммарное содержание в воде трудноокисляемых органических веществ по количеству израсходованного на окисление кислорода – 8,9 мг O_2 /л. Окисляемость (бихроматная) – 3,76 мг/л.

Болотные воды Убинского горелого рьяма по преобладающим ионам, согласно [Алекин, 1970], относятся к гидрокарбонатному классу группы кальция (табл. 5), по окислительно-восстановительным условиям – к типу окисленных кислородных ($E_h = +0,320$ В, раство-

ренный O_2 – 6,8 мг/л), по щелочно-кислотным условиям – к классу кислых ($pH = 4,59$), по величине общей минерализации (71,5 мг/л) – к семейству ультрапресных вод согласно [Перельман, 1982]. БПК₅ составляло 6,8 мг O_2 /л, ХПК – 922 мг O_2 /л. Окисляемость (бихроматная) – 224 мг/л.

Болотные воды Большого Убинского рьяма, находящегося вблизи с. Убинское в естественном состоянии (не нарушенном мелиорацией и пожарами), по преобладающим ионам, согласно [Алекин, 1970], относятся к гидрокарбонатному классу группе кальция (табл. 5), по окислительно-восстановительным условиям – к типу окисленных кислородных ($Eh = +0,278$ В, растворенный O_2 – 2,8 мг/л), по щелочно-кислотным условиям – к классу кислых ($pH = 3,73$), по величине общей минерализации (182,4 мг/л) – к семейству ультрапресных вод согласно [Перельман, 1982]. БПК₅ составляло 7,5 мг O_2 /л, ХПК – 565 мг O_2 /л. Окисляемость (бихроматная) – 216 мг/л.

Болотные воды Шерстобитовского рьяма по преобладающим ионам, согласно [Алекин, 1970], относятся к гидрокарбонатному классу группе кальция (табл. 5), по окислительно-восстановительным условиям – к типу окисленных кислородных ($Eh = +0,260$ В, растворенный O_2 – 4,7 мг/л), по щелочно-кислотным условиям – к классу кислых ($pH = 3,76$), по величине общей минерализации (43,0 мг/л) – к семейству ультрапресных вод согласно [Перельман, 1982]. БПК₅ составляло 5,5 мг O_2 /л, ХПК – 682 мг O_2 /л. Окисляемость (бихроматная) – 180 мг/л.

Низкие значения pH болотных вод обусловлены разложением органических веществ в аэробных условиях, приводящим к поступлению в воду CO_2 , фульвокислот и других органических кислот. Ниже по разрезу торфяных залежей 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. Подщелачивание среды может осуществляться также за счет выделения NH_3 при минерализации микроорга-

низмами азотосодержащего органического вещества согласно [Юдович, Кетрис, 2011].

В процессе разложения растительных остатков в болотных водах исследованных торфяников происходит значительное увеличение концентраций растворенного органического углерода ($C_{орг}$), NH_4^+ , NO_3^- и показателей БПК, ХПК по сравнению с дождевой водой (табл. 5). Высокие содержания этих компонентов в болотных водах указывают на активные процессы биохимического распада и окисления органического вещества. Более высокие показатели ХПК, NH_4^+ и HCO_3^- в болотных водах Убинского горелого торфяника являются отражением развития этого верхового болота – оно в настоящий период является мезотрофным, а не олиготрофным, как Шерстобитовское болото, поэтому в него поступает больше органического вещества, что приводит к повышению значений ХПК, содержания аммонийного азота и т.д.

Другой немаловажной геохимической особенностью болотных вод является содержание в них сульфат-иона и растворенного железа. Концентрация ионов SO_4^{2-} в исследованных болотных водах невелика и составляет 0,5 мг/л (Шерстобитовское болото) и 2,6 мг/л (Убинское горелое болото) (табл. 5). Установленные нами довольно низкие концентрации SO_4^{2-} болотных вод являются геохимической характеристикой большинства верховых болот согласно [Лукашев и др., 1971]. При сравнении содержаний SO_4^{2-} в болотных водах исследованных торфяников следует отметить более высокие (в 5 раз) содержания SO_4^{2-} в болотных водах мезотрофного Убинского горелого болота.

Макроэлементы (Al, P, Fe, Ba и др.) и микроэлементы являются важнейшими компонентами гидрогеохимического своеобразия болотных вод согласно [Шварцев и др., 2012]. Болотным водам Убинского горелого, Большого Убинского и Шерстобитовского рьямов, а также дождевой воде, отобранной вблизи Убинского горелого рьяма (у с. Убинское), присущи следующие элементно-геохимические особенности (табл. 6).

Таблица 5

Химический состав дождевой и болотных вод Убинских и Шерстобитовского рьямов

Table 5

The chemical composition of the rain and bog waters of the Ubinsky and Sherstobitovsky ryams

Компонент	Убинский горелый рям	Большой Убинский рям	Шерстобитовский рям	Дождевая вода
pH	4,59	3,73	3,76	6,54
Eh , В	+0,320	+0,278	+0,260	+0,335
O_2 , мг/л	4,8	2,8	4,7	7,3
Окисляемость, мг/л	224	216	180	3,74
БПК ₅ , мг O_2 /л	6,8	7,5	5,5	0,94
ХПК, мг O_2 /л	922	565	682	8,9
HCO_3^- , мг/л	1,2	0,6	0,5	4,3

Компонент	Убинский горелый рям	Большой Убинский рям	Шерстобитовский рям	Дождевая вода
SO ₄ ²⁻ , мг/л	2,6	0,9	0,5	0,4
Cl ⁻ , мг/л	15,4	2,9	1,4	4,0
PO ₄ ³⁻ , мг/л	0,30	0,49	0,46	0,12
NO ₃ ⁻ , мг/л	0,56	16,1	9,4	0,21
NO ₂ ⁻ , мг/л	0,02	0,12	0,11	0,0007
Ca ²⁺ , мг/л	20,7	6,9	8,8	2,0
Mg ²⁺ , мг/л	4,1	2,4	2,7	0,24
Na ⁺ , мг/л	19,0	6,3	4,8	4,2
K ⁺ , мг/л	2,6	0,73	0,62	0,96
NH ₄ ⁺ , мг/л	5,0	145	13,7	0,37
Сумма, мг/л	71,5	182,4	43,0	16,8

Таблица 6

Химический микроэлементный состав дождевой воды и болотных вод Убинского горелого, Большого Убинского и Шерстобитовского рямов, мкг/л

Table 6

Chemical microelement composition of rainwater and bog waters of Ubinsky burned, Bolshoy Ubinsky and Sherstobitovsky ryam, µg / l

Элемент	Убинский горелый рям	Большой Убинский рям	Шерстобитовский рям	Дождевая вода
Li	5,8	4,7	3,2	0,1
Al	226,1	83,9	67,3	51,0
P	205,4	81,9	160,7	106,5
Ti	6,4	1,7	1,9	0,5
Cr	6,5	4,6	3,1	2,3
Mn	30,6	51,3	69,8	7,0
Fe	1405,7	986,5	913,9	73,6
Ni	30,2	14,6	15,6	3,7
Cu	20,6	49,7	99,6	5,6
Zn	239,8	90,2	110,3	150,5
As	112,5	<0,1	<0,1	<0,1
Sr	263,8	67,9	98,9	10,2
Ag	1,5	0,7	1,1	0,2
Hg	<0,03	<0,03	<0,03	0,09
Ba	903,4	28,3	35,9	7,8
Pb	27,1	19,8	19,9	17,6

Для болотных вод характерно повышенное содержание растворенного железа (хелатное Fe, связанное с органическим веществом) – 0,9 (Шерстобитовское болото) и 1,4 мг/л (Убинское горелое болото) в сравнении с дождевыми водами, питающими торфяники, где концентрации Fe значительно ниже (0,07 мг/л) (см. табл. 6). Источником Fe в болотных водах может быть диагенетическое преобразование глинистого материала зольной части торфяников согласно [Юдович, Кетрис, 2011]. О преобразовании глинистого материала (и, как следствие, перераспределении химических элементов по разрезам) может косвенно свидетельствовать уменьшение зольности в интервалах 20–40 см по сравнению с самыми верхними горизонтами (0–10 см) торфяной залежи (см. рис. 2).

Разрушение ряда минералов, а также фильтрация болотных вод через массу оторфованных растений приводят к повышению в болотных водах концентраций Al, Mn, Cu, Zn, Ti, Sr, Ba. Органическое ве-

щество 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 твердой фазы торфяников. На это указывают очень высокие концентрации Al в болотных водах в сравнении с дождевыми водами (табл. 6). Рост концентраций Mn в болотных водах, в сравнении с дождевой водой, связан с образованием комплексных соединений Mn с органическим веществом гуминового типа согласно [Voquete et al., 2011; Шварцев и др., 2012], что влияет на накопление Mn²⁺ в болотных водах.

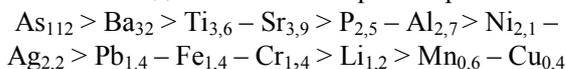
Следует отметить, что в болотных водах концентрации Hg ниже предела обнаружения метода, а в дождевой воде ее концентрация составляет 0,09 мкг/л. Вероятнее всего, Hg связывается в комплексы с гуминовыми кислотами согласно исследованиям [Веретенникова, Ляпина, 2015].

Оценка степени антропогенного загрязнения компонентов рямовых экосистем по комплексу геохимических критериев. Одним из принципиальных моментов при мониторинге загрязнения природной среды является выбор и обоснование критериев, с помощью которых оценивается степень изменения ее состояния. Традиционно об экологическом состоянии экосистем судят на основе сопоставления показателей общего валового содержания токсичных элементов, например тяжелых металлов, с величинами предельно-допустимых концентраций (ПДК). Однако для торфа и биологических объектов не существует разработанных ПДК. Поэтому определение степени загрязненности подобных объектов проводится путем сравнения их химического состава с таковым на незагрязненных (фоновых) территориях по комплексу геохимических критериев согласно [Сает, Ревич, Янин, 1990].

Были рассчитаны коэффициенты концентрации химических элементов (K_c) в болотных водах Убинского горелого ряма, антропогенно нарушенного пожарами, относительно болотных вод Большого Убинского ряма, принятых за условно-фоновые воды, поскольку рям находится в естественных природных условиях (табл. 7, рис. 4).

Используя полученные коэффициенты концентрации (K_c), был построен упорядоченный по значениям K_c ранжированный ряд химических элементов (геохимическая ассоциация – ФГА) в болотных водах Убинского горелого ряма.

Болотные воды Убинского горелого ряма:



Сравнительный анализ ФГА показывает, что самый высокий коэффициент концентрации установлен для экологически опасного элемента (активного воздушного мигранта) – As ($K_c = 112$). Для других элементов из этой же группы коэффициенты концентрации несравненно ниже: для Pb ($K_c = 1,4$), для Cu – ($K_c = 0,4$).

На пожарищах Убинского горелого ряма были отобраны пробы сгоревших мхов, лесной подстилки (зола, сажа, мелкие угли) и верхнего слоя почвы, непосредственно попавших в зону выгорания, а также листья березы и брусничник – растений, произрастающих на выгоревших площадях. Аналогичные «сквозные» индикаторные биообъекты, а также лесная подстилка и верхний слой почвы были отобраны на фоновом участке. Рассчитаны коэффициенты концентрации (K_c) для 20 химических элементов в компонентах экосистемы Убинского горелого ряма (табл. 8, рис. 5).

Таблица 7

Коэффициенты концентрации элементов (K_c) в болотных водах Убинского горелого ряма относительно болотных вод Большого Убинского ряма (фон)

Table 7

Concentration coefficient of elements (CC) in the swamp waters of Ubinsky Gorely ryam relatively to swamp waters of Bolshoy Ubinsky ryam (Environmental background)

Элемент	Li	Al	P	Ti	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Ag	Ba	Pb
Болотные воды	1,23	2,69	2,51	3,66	1,42	0,60	1,42	2,06	0,41	2,66	112	3,89	2,17	31,93	1,36

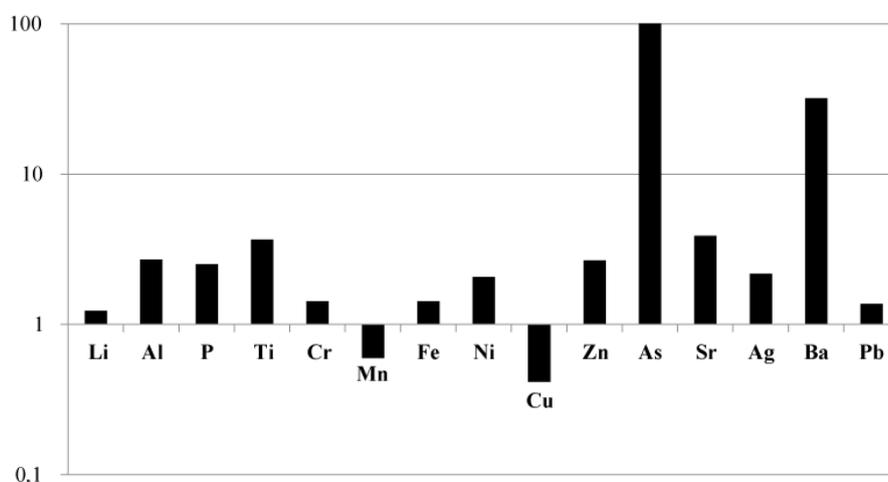


Рис. 4. Коэффициенты концентрации химических элементов (K_c) в болотных водах Убинского горелого ряма

Fig. 4. Concentration coefficient of elements (CC) in the swamp waters of Ubinsky Gorely ryam

Коэффициенты концентрации элементов (К_c) в экосистеме Убинского горелого ряма

Concentration factors of elements (K_c) in the ecosystem of the Ubinsky burnt ryam

Объект	Fe	Al	Mg	K	Na	Mn	Ba	Sr	Zn	Co
<i>Sphagnum fuscum</i>	4,5	5,7	1,2	0,9	4,3	1,0	2,1	2,3	4,5	3,2
Брусничник	1,6	1,2	1,2	1,3	0,9	1,3	1,2	1,4	1,6	1,0
Лист березы	0,6	0,4	1,0	1,5	0,9	1,1	0,7	0,9	0,6	3,7
Лесная подстилка	3,6	1,7	1,3	1,9	1,7	1,8	2,6	2,1	3,6	4,5
Почва (0–5 см)	0,9	1,0	0,8	2,3	1,0	0,6	1,1	1,0	0,9	0,9
	Hg	Ni	Cu	Pb	Cr	V	Li	Cd	Sb	Be
<i>Sphagnum fuscum</i>	3,4	3,8	2,5	24,0	3,7	4,5	4,0	1,3	3,1	5,7
Брусничник	0,5	0,8	1,2	1,3	1,0	1,0	1,6	1,9	0,2	1,0
Лист березы	1,0	1,1	1,2	1,0	1,0	1,0	0,7	0,8	0,1	1,0
Лесная подстилка	1,8	3,7	2,3	3,2	2,9	17	3,0	2,1	4,7	1,8
Почва (0–5 см)	1,6	1,3	1,0	4,2	0,9	0,9	1,0	0,8	1,0	0,9

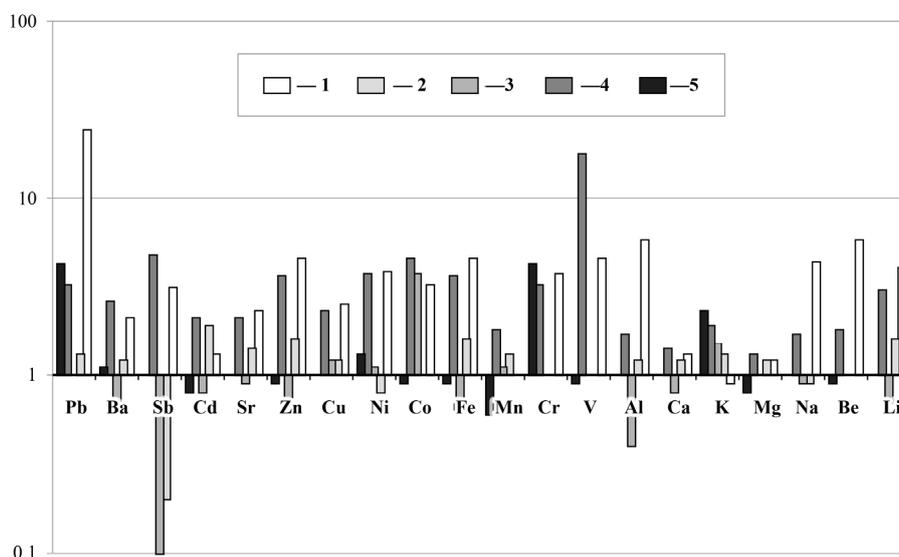


Рис. 5. Коэффициенты концентрации химических элементов (К_c) в компонентах экосистемы Убинского горелого ряма

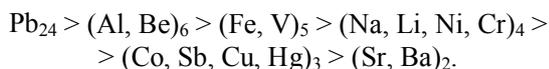
1 – мох *Sphagnum fuscum*, 2 – листья брусники, 3 – листья березы, 4 – лесная подстилка, 5 – верхний горизонт почвы

Fig. 5. Concentration factors of chemical elements (K_c) in the components of the Ubinsky burnt ryam

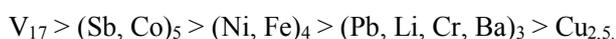
1 – *Sphagnum fuscum* moss, 2 – lingonberry leaves, 3 – birch leaves, 4 – forest litter, 5 – upper soil horizon

Используя полученные коэффициенты концентрации (К_c), были построены упорядоченные по значениям К_c совокупности (ранжированные ряды) химических элементов – формулы геохимических ассоциаций в «сквозных» индикаторных биообъектах (мох, брусничник, листья березы), лесной подстилке и верхнем горизонте почвы.

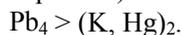
Мох *Sphagnum fuscum*:



Лесная подстилка:



Почва (верхний горизонт):



Для брусничника и листьев березы К_c не превышают фоновых концентраций всех химических элементов и близки к 1.

В целом сравнительный анализ значений К_c показывает, что во всех компонентах экосистемы Убинского горелого ряма интенсивно накапливаются халькофильные элементы – активные воздушные мигранты (Pb, Sb, Cu, Hg). Накопление этих элементов компонентами болотной экосистемы может являться следствием антропогенного воздействия (пожары) на верховое болото.

Заключение

Установлено, что исследованные торфяники Барабинской лесостепи неоднородны по вещественно-

му составу и состоят из слоев верхового и низинного типов торфа. Слой верхового торфа (0–257 см) Убинского горелого болота образован сфагновыми мхами (*Sphagnum fuscum*) с прослойками пирогенного переходного древесного торфа на поверхности залежи. Нижний слой торфяной залежи (257–347 см) образован различными видами низинных торфов – травяных, древесно-травяных, сфагновых. Возраст торфяной залежи оценивается в 5,6 ¹⁴C тыс. лет. Слой верхового торфа (0–70 см) Шерстобитовского болота образован сфагновыми мхами (*Sphagnum magellanicum*). Нижний слой (70–250 см) образован различными видами низинных травяных, древесно-травяных и сфагновых торфов. Возраст торфяной залежи оценивается в 4,5 ¹⁴C тыс. лет.

Выявлено, что неоднородность в распределении основных биогенных элементов по разрезам исследованных торфяников маркирует смену ботанического состава торфа на разных этапах формирования болот. Ранние периоды голоцена (2,7–5,6 ¹⁴C тыс. лет), в которых формировался низинный тип торфа, характеризуются повышенными содержаниями S и N в составе органического вещества торфяника. Для разрезов Убинского горелого и Шерстобитовского торфяников получены значимые коэффициенты корреляции отношения C/N и степени разложения ($r = -0,93$ и $-0,82$), а также отношения C/N и глубины залежи ($r = -0,61$ и $-0,76$), что подтверждает увеличение степени деструкции органического вещества с глубиной.

По коэффициентам корреляции все исследованные химические элементы хорошо разбиваются на группы. Первую группу составляют химические элементы, входящие в терригенную (обломочную) часть материала торфа – Li, Al, Na, K, Fe, Cr, Mn, Ni, для них характерна сильная прямая корреляция (до

0,98%) с распределением зольности по разрезам. Они характеризуются относительно устойчивым увеличением концентраций от поверхности торфяников вглубь разреза к минеральным отложениям с ярко выраженным максимумом в минеральных отложениях, что обусловлено повышением их зольности. Вторую группу составляют Ca, Sr, частично Mg. Эти химические элементы характеризуются резким увеличением концентраций в средних и нижних интервалах, представленных низинным торфом. Третья группа – халькофильные элементы Pb, Sb, Hg, Cu, Zn, As, характеризующие загрязненность современной атмосферы. Для них характерны хорошо выраженные максимумы концентраций в верхних интервалах торфяников.

Оценка загрязненности болотных вод Убинского горелого рьяма относительно фоновых болотных вод Большого Убинского рьяма по геохимическим критериям – коэффициентам концентрации (K_c) и ФГА показывает, что самый высокий коэффициент концентрации установлен для экологически опасного элемента (активного воздушного мигранта) – As ($K_c = 112$). Для других элементов из этой же группы коэффициенты концентрации несравненно ниже: для Pb ($K_c = 1,4$), для Cu – ($K_c = 0,4$).

Сравнительный анализ значений коэффициентов концентрации (K_c) исследованных компонентов экосистемы Убинского горелого рьяма (лесная подстилка, верхний горизонт почвы, «сквозные» индикаторные биообъекты – мох, брусничник и лист березы) указывает на интенсивное накопление в них халькофильных элементов (активных воздушных мигрантов – Pb, Sb, Cu, Hg). Накопление этих элементов компонентами болотной экосистемы может являться следствием антропогенного воздействия на верховые болота при пожарах.

Список источников

- Авессаломова И.А. Геохимические показатели при изучении ландшафтов. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1987. 108 с.
- Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л. : Гидрометеоздат, 1970. 444 с.
- Архипов В.С., Бернатонис В.К. Распределение кальция и железа в вертикальном профиле торфяных залежей таежной зоны Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323, № 1. С. 173–178.
- Бобров В.А., Прейс Ю.И., Будашкина В.В. Оценка потоков минерального вещества из атмосферы на основе микроэлементного состава торфяной залежи верхового болота Бакчар-1 (южная тайга Западной Сибири) // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии. 2013. Т. 22, № 1. С. 20–29.
- Бобров В.А., Будашкина В.В., Мельгунов М.С., Леонова Г.А., Мальцев А.Е. Природные и техногенные радиоизотопы и микроэлементы в разрезе торфяной залежи верхового болота Дулиха (Прибайкалье): ретроспективные оценки атмосферного поступления минерального вещества // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2019. № 2 (38). С. 93–102.
- Веретенникова Е.Э. Содержание и распределение химических элементов в торфах южнотаежной подзоны Западной Сибири // География и природные ресурсы. 2013. № 2. С. 89–95.
- Веретенникова Е.Э., Ляпина Е.Е. Содержание и некоторые аспекты поведения ртути в торфяных залежах олиготрофного грядово-мочажинного комплекса на юге Западной Сибири // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами : материалы Второй Всерос. конф. Владивосток : Дальнаука, 2015. С. 336–339.
- Гавшин В.М., Бобров В.А., Сухоруков Ф.В., Будашкина В.В., Мельгунов М.С. Фракционирование химических элементов в атмосфере Западной Сибири: данные по омбротрофному торфянику // Доклады Академии наук. 2004. Т. 396, № 6. С. 804–807.

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.

Леонова Г.А., Копотева Т.А., Меленевский В.Н., Мальцев А.Е., Климин М.А., Бобров В.А. Методический подход к выявлению источников и генезиса захороненного органического вещества на примере голоценовых разрезов озерных сапропелей // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 11. С. 1602–1626.

Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А., Березина Н.А., Инишева Л.И., Курнишкова Т.В., Слуга З.А., Толпышева Т.Ю., Шведчикова Н.К. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение / под ред. В.Б. Куваева. Тула : Гриф и К°, 2001. 584 с.

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.

Науомов А.В., Косых Н.П., Паршина Е.К., Артымук С.Ю. Верховые болота лесостепной зоны, их состояние и мониторинг // Сибирский экологический журнал. 2009. Т. 16, № 2. С. 251–255.

Перельман А.И. Геохимия природных вод. М. : Наука, 1982. 154 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. : ФЦАО, 2005. 11 с.

Прейс Ю.И., Бобров В.А., Сороковенко О.Р. Особенности современной аккумуляции минерального вещества на олиготрофных болотах юга лесной зоны Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. 2010а. № 336. С. 204–210.

Прейс Ю.И., Бобров В.А., Будашкина В.В., Гавшин В.М. Оценка потоков минерального вещества по свойствам торфяных отложений Бакчарского болота (южная тайга Западной Сибири) // Известия Томского политехнического университета. 2010б. Т. 316, № 1. С. 47–43.

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.

Савичев О.Г. Геохимические показатели болотных вод в таежной зоне Западной Сибири // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2015. № 4. С. 47–57.

Савичев О.Г., Шмаков А.В. Вертикальная зональность и внутригодовые изменения химического состава вод Тимирязевского болота (Томск, Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета, 2012. Т. 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. Т. 330, № 9. С. 184–194.

Саэт Ю.Е. Антропогенные геохимические аномалии (особенности, методика изучения и экологическое значение) : автореф. дис... д-ра геол.-минерал. наук. М. : ИМГРЭ, 1982. 53 с.

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

Степанова В.А., Волкова И.И. Особенности генезиса Николаевского яра в лесостепи Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2017. № 40. С. 202–223.

Хазин Л.Б., Хазина И.В., Кривоногов С.К., Кузьмин Я.В., Прокопенко А.А., Бурр Дж. С. Климатические изменения на юге Западной Сибири в голоцене по результатам анализа ассоциаций остракод // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 4. С. 729–742.

Шварцев С.Л., Серебренникова 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., Кегрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар : Геопринт, 2011. 742 с.

Янин Е.П. Техногенные геохимические ассоциации в донных отложениях малых рек (состав, особенности, методы изучения). М. : ИМГРЭ, 2002. 52 с.

Boquete M.T., Fernández J.A., Aboal J.R., Carballeira A. Are terrestrial mosses good biomonitors of atmospheric deposition of Mn // Atmospheric Environment. 2011. V. 45. P. 2704–2710.

Borgmark A. Holocene climate variability and periodicities in south-central Sweden, as interpreted from peat humification analysis // Holocene. 2005. V. 15 (3). P. 387–395.

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. V. 25, No. 2. P. 259–278.

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

Kempton H., Krachlera M., Shoty 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. V. 78. P. 19–25.

Leonova G.A., Maltsev A.E., Preis Yu.I., Miroshnichenko. Biogeochemistry of holocene peatlands in the baraba forest-steppe (southern West Siberia) // Applied Geochemistry. 2021. V. 124. doi: 10.1016/j.apgeochem.2020.104811

Li Y.H. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1991. V. 55. P. 3223–3240.

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

Savichev O.G. Distribution of inorganic pollutants over the depth of upper peat deposit // Contemporary Problems of Ecology. 2015. V. 8, No. 1. P. 118–124.

Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Fankhauser A., Kramers J.D. Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition in an ombrotrophic bog profile, Jura Mountains, Switzerland // Earth and Planetary Science Letter. 1996. V. 145. P. 1–7.

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 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. V. 65, No. 14. P. 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. V. 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. V. 53. P. 53–70.

References

Avessalomova I.A. *Geokhimicheskiye pokazateli pri izuchenii landshaftov* [Geochemical indicators in the study of landscapes]. Moscow : Moscow University Press, 1987. 108 p. In Russian

Alekin O.A. *Osnovy gidrokhimii* [Fundamentals of Hydrochemistry]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1970. 444 p. In Russian

Arkhipov V.S., Bernatonis V.K. Distribution of calcium and iron in the vertical profile of peat deposits in the taiga zone of Western Siberia // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2013. V. 323, No. 1. pp. 173–178. In Russian

Bobrov V.A., Preis Yu.I., Budashkina V.V. Estimation of mineral matter fluxes from the atmosphere based on the trace element composition of the peat deposit of the high bog Bakchar-1 (southern taiga of Western Siberia) // Problems of biogeochemistry and geochemical ecology. 2013. V. 22. No. 1. pp. 20–29. In Russian

Bobrov V.A., Budashkina V.V., Melgunov M.S., Leonova G.A., Maltsev A.E. Natural and technogenic radioisotopes and microelements in the context of the peat deposit of the Dulikha bog (Cisbaikalia): retrospective estimates of the atmospheric input of mineral matter // Geology and Mineral Resources of Siberia. 2019. No. 2 (38). pp. 93–102. In Russian

Veretennikova E.E. Content and distribution of chemical elements in peats of the southern taiga subzone of Western Siberia // Geography and natural resources. 2013. No. 2. pp. 89–95. In Russian

Veretennikova E.E., Lyapina E.E. *Soderzhaniye i nekotoryye aspekty povedeniya rtuti v torfyanykh zalezkh oligotrofnogo gryadovo-mochazhinnogo kompleksa na yuge Zapadnoy Sibiri* [Content and some aspects of the behavior of mercury in peat deposits of the oligotrophic ridge-hollow complex in the south of Western Siberia] // Geological evolution of the interaction of water with rocks: Proceedings of the Second All-Russian Conference. Vladivostok: Dalnauka Publishing House, 2015. pp. 336–339. In Russian

Gavshin V.M., Bobrov V.A., Sukhorukov F.V., Budashkina V.V., Melgunov M.S. Fractionation of chemical elements in the atmosphere of Western Siberia: data on the ombrotrophic peat bog // Doklady Earth Sciences. 2004. V. 396. No. 6. pp. 804–807. In Russian

GOST R 57162–2016. *Voda. Opredeleniye soderzhaniya elementov metodom atomno-absorbtsionnoy spektrometrii s elektrotermicheskoy atomizatsiyey* [Water. Determination of the content of elements by atomic absorption spectrometry with electrothermal atomization]. Moscow: Standartinform, 2016. 19 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, U in a low-lying peat bog between the Ob and Tom rivers // Pochvovedenie. 2003. No. 5. pp. 557–567. In Russian

Leonova G.A., Kopoteva T.A., Melenevsky V.N., Maltsev A.E., Klimin M.A., Bobrov V.A. Methodological approach to identifying the sources and genesis of buried organic matter on the example of Holocene sections of lacustrine sapropels // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2019. V. 60. No. 11. pp. 1602–1626. In Russian.

Liss O.L., Abramova L.I., Avetov N.A., Berezina N.A., Inisheva L.I., Kurnishkova T.V., Sluka 3.A., Tolpysheva T.Yu., Shvedchikova N K. *Bolotnyye sistemy Zapadnoy Sibiri i ikh prirodookhrannoye znachenie* [Swamp systems of Western Siberia and their nature conservation value] / Editor: Professor V.B. Kuvaev. Tula: Grif i K^o, 2001. 584 p. In Russian

Lukashev K.I., Kovalev V.A., Zhukhovitskaya A.L., Khomich A.A., Generalova V.A. *Geokhimiya ozerno-bolotnogo litogeneza* [Geochemistry of lacustrine-bog lithogenesis]. Minsk: Science and technology, 1971. 284 p. In Russian

Naumov A.V., Kosykh N.P., Parshina E.K., Artymuk S.Yu. Upper bogs of the forest-steppe zone, their condition and monitoring // Siberian ecological journal. 2009. V. 16. No. 2. pp. 251–25. In Russian

Perelman A.I. *Geokhimiya prirodnykh vod* [Geochemistry of natural waters]. Moscow: Nauka, 1982, 154 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* [Methods for measuring the mass concentration of chlorides in samples of natural and treated wastewater by the argentometric method]. Rostov-on-Don: State Committee of the Russian Federation for Environmental Protection, 2004. 19 p. In Russian

PND F 14.1: 2.159–2000. *Metodika vypolneniya izmereniy massovoy kontsentratsii sul'fat-ionov v probakh prirodnykh i stochnykh vod turbidimetricheskim metodom* [Methods for measuring the mass concentration of sulfate ions in samples of natural and waste waters by the turbidimetric method]. Moscow: FGU "FTSAO", 2005. 11 p. In Russian

Preis Yu.I., Bobrov V.A., Sorokovenko O.R. Features of modern accumulation of mineral matter on oligotrophic bogs in the south of the forest zone of Western Siberia // Tomsk State University Journal. 2010a. No. 336. pp. 204–210. In Russian

Preis Yu.I., Bobrov V.A., Budashkina V.V., Gavshin V.M. Estimation of mineral matter flows by the properties of peat deposits of the Bakcharsk bog (southern taiga of Western Siberia) // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2010b. V. 316. No. 1. pp. 47–43. In Russian

RD 52.24.493-2006. *Massovaya kontsentratsiya gidrokarbonatov i velichina shchelochnosti poverkhnostnykh vod sushy i ochishchennykh stochnykh vod. Metodika vypolneniya izmereniy titrimetricheskim metodom* [Mass concentration of bicarbonates and

- alkalinity of land surface waters and treated wastewaters. Methods for performing measurements by titrimetric method]. Rostov-on-Don: Hydrochemical Institute, 2006. 37 p. In Russian
- Savichev O.G. Geochemical indicators of bog waters in the taiga zone of Western Siberia // *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya*. 2015. No. 4. pp. 47–57. In Russian
- Savichev O.G., Shmakov A.V. Vertical zoning and intra-annual changes in the chemical composition of the waters of the Timiryazev bog (Tomsk, Western Siberia) // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*, 2012. V. 320. No. 1. pp. 156–172. In Russian
- Savichev O.G., Nalivaiko N.G., Rudmin M.A., Mazurov A.K. Microbiological conditions for the distribution of chemical elements along the depth of peat deposits in the ecosystems of the eastern part of the Vasyugan bog (Western Siberia) // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*, 2019. V. 330. No. 9. pp. 184–194. In Russian
- Saet Yu.E. *Antropogennyye geokhimicheskiye anomalii (osobennosti, metodika izucheniya i ekologicheskoye znachenie)* [Anthropogenic geochemical anomalies (features, study methods and ecological significance)]. Author's abstract. dis.... Dr. geol.-min. sciences. Moscow: IMGRE, 1982. 53 p. In Russian
- Saet Yu.E., Revich B.A., Yanin E.P. *Geokhimiya okruzhayushchey sredy* [Geochemistry of the environment]. Moscow: Nedra, 1990. 335 p. In Russian
- Stepanova V.A., Volkova I.I. Features of the genesis of the Nikolaev ryam in the forest-steppe of Western Siberia // *Tomsk State University Journal of Biology*. 2017. No. 40, pp. 202–223. In Russian
- Khazin L.B., Khazina I.V., Krivonogov S.K., Kuzmin Ya.V., Prokopenko A.A., Burr J.S. Holocene climate changes in southern West Siberia based on Ostracod analysis // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2016. V. 57, No. 4, pp. 729–742. In Russian
- Shvartsev S.L., Serebrennikova O.V., Zdvizhkov M.A., Savichev O.G., Naimushina O.S. Geochemistry of bog waters in the lower part of the Tom basin (south of the Tomsk region) // *Geochemistry*. 2012. No. 4. pp. 403–417. In Russian
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. *Geokhimicheskiye indikatoriy litogeneza (litologicheskaya geokhimiya)*. [Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry)]. Syktyvkar: Geoprint, 2011. 742 p. In Russian
- Yanin E.P. *Tekhnogennyye geokhimicheskiye assotsiatsii v domnykh otlozheniyakh malykh rek (sostav, osobennosti, metody izucheniya)* [Technogenic geochemical associations in bottom sediments of small rivers (composition, features, methods of study)]. Moscow: IMGRE, 2002. 52 p. In Russian
- Boquete M.T., Fernández J.A., Aboal J.R., Carballeira A. Are terrestrial mosses good biomonitors of atmospheric deposition of Mn // *Atmospheric Environment*. 2011. V. 45. pp. 2704–2710.
- Borgmark A. Holocene climate variability and periodicities in south-central Sweden, as interpreted from peat humification analysis // *Holocene*. 2005. V. 15(3). pp. 387–395.
- 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. V. 25. No. 2. pp. 259–278.
- Helmer E.H., Urban N.R., Eisenreich S.J. Aluminum geochemistry in peatland waters // *Biogeochemistry*. 1990. V. 9. No. 3. pp. 247–276.
- Kempter H., Krachlera M., Shotyk 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. V. 78, pp. 19–25.
- Leonova G.A., Maltsev A.E., Preis Yu.I., Miroshnichenko. Biogeochemistry of holocene peatlands in the baraba forest-steppe (southern West Siberia) // *Applied Geochemistry*. 2021. V. 124. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104811>
- Li Y.H. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55. pp. 3223–3240.
- Malawskaand M., Wilkomirski B. Geochemistry and geochemical differentiation on major elements in selected peat bog profiles (south-east of Poland) // *Soil Science Plant Nutrition*. 2004. V. 50, No 6. pp. 925–930.
- Savichev O.G. Distribution of inorganic pollutants over the depth of upper peat deposit // *Contemporary Problems of Ecology*. 2015. V. 8. No 1. pp. 118–124.
- Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Fankhauser A., Kramers J.D. Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition in an ombrotrophic bog profile, Jura Mountains, Switzerland // *Earth and Planetary Science Letter*. 1996. V. 145. pp. 1–7.
- 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 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. V. 65. No. 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. V. 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. V. 53. pp. 53–70.

Информация об авторах:

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

E-mail: leonova@igm.nsc.ru

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

E-mail: maltsev@igm.nsc.ru

Преис Ю.И., кандидат биологического наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геоинформационных технологий, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: preisuyi@rambler.ru

Бобров В.А., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория геохимии радиоактивных элементов и экогеохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: bobr@igm.nsc.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

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 SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: leonova@igm.nsc.ru

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

E-mail: maltsev@igm.nsc.ru

Preis Yu.I., Cand. Sci. (Biology), Leading Researcher, Laboratory of Geoinformation Technologies, Institute for Monitoring of Climate and Ecological Systems, SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: preisyui@rambler.ru

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

E-mail: bobr@igm.nsc.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 17.08.2021; одобрена после рецензирования 10.11.2021; принята к публикации 06.11.2022

The article was submitted 17.08.2021; approved after reviewing 10.11.2021; accepted for publication 06.11.2022

ГИДРОЛОГИЯ, ГЛЯЦИОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 556.1

doi: 10.17223/25421379/25/6

ОЦЕНКА ИСПАРЯЕМОСТИ В ГОРНО-ЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ НА ОСНОВЕ ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ



Александр Анатольевич Ерофеев¹, Сергей Геннадьевич Копысов²,
Туяна Буянтуевна Гармаева³

^{1,2,3} *Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия*

² *Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия*

¹ *erofeew@yandex.ru*

² *wosypok@mail.ru*

³ *tuyana2000garmaeva@yandex.ru*

Аннотация. Организованы наблюдения за испарением с водной поверхности в горно-ледниковом бассейне Актру. С использованием прямых измерений, метеоинформации и геоинформационного моделирования рассчитана испаряемость и построены карты ее распределения за лето 2022 г. Установлена связь испарения из стандартных испаромеров ГГИ-3000 и климатическими факторами в высокогорье Алтая.

Ключевые слова: испаряемость, горно-ледниковый бассейн, испаромер, солнечная радиация, цифровая модель рельефа, изменение климата

Источник финансирования: работа выполнена при поддержке государственного задания Минобрнауки (проект № 0721-2020-0041).

Для цитирования: Ерофеев А.А., Копысов С.Г., Гармаева Т.Б. Оценка испаряемости в горно-ледниковом бассейне Актру на основе фактических данных и геоинформационного моделирования // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 96–108. doi: 10.17223/25421379/25/6

Original article

doi: 10.17223/25421379/25/6

ESTIMATION OF POTENTIAL EVAPORATION IN THE AKTRU MOUNTAIN-GLACIER BASIN BASED ON ACTUAL DATA AND GIS-BASED MODELING

Alexander A. Erofeev¹, Sergei G. Kopysov², Tuyana B. Garmaeva³

^{1,2,3} *National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia,*

² *Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems (IMCES) SB RAS, Tomsk, Russia*

¹ *erofeew@yandex.ru*

² *wosypok@mail.ru*

³ *tuyana2000garmaeva@yandex.ru*

Abstract. Monitoring and modeling of potential evaporation are necessary to understand completely the factors which influence hydrological regime of the high-mountain basin. Under conditions of the extremely poorly hydrometeorological information to calculate evaporation at the mountain territory, it is advisable to apply the combined method using direct network measurement of standard pan-evaporators, meteorological monitoring, as well as modern software tools of the modeling environment conditions and factors controlling the process.

Aktru mountain-glacier basin was chosen as the territory of the study because it is typical for the Central Altai. The calculation of the actual evaporation from the water surface was carried out on two water-evaporation sites located in different landscape-altitude zones and equipped with standard GGI-3000 pan-evaporators.

Based on the measured temperature gradients and the coefficient of daily anisotropic heating, the spatial distribution of temperatures of the surface air layer was calculated in the form of GRID matrices. Based on the digital elevation model in the SAGA GIS package, the indicators of sunshine time and the coefficients of the spatial distribution of potential incoming solar radiation over the studied basin were calculated. The calculation of evaporation from the water surface was carried out using L. Turk's and N.N.

Ivanov's empirical formulas. Verification of GIS-based modeling was carried out under direct observations in the summer of 2022 in the Aktru mountain-glacial basin. It is important to note that in Aktru, June turned out to be the warmest month of 2022.

A relationship has been established between evaporation from standard evaporators and climatic factors. It has been revealed that evaporation may increase with elevation. Partly, this fact can be explained by the local conditions of the location of the equipment. Thus, on the Goluboye Lake, there is a high wind speed and an increased incoming total solar radiation compared to the Aktru hydrometeorological station, which located in a valley depression.

The results of the study are important for building a regional model of the hydrological cycle of the Altai mountain-glacial basins.

Keywords: potential evaporation, mountain glacial basin, pan evaporation, solar irradiance, digital elevation model, climate change

Source of financing: Ministry of Education and Science (project № 0721- 2020-0041).

For citation: Erofeev A.A., Kopysov S.G., Garmaeva T.B. (2022). Estimation of potential evaporation in the Aktru mountain-glacier basin based on actual data and GIS-based modeling. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. 96–108. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/25/6

Введение

Испарение является связующим звеном между гидрологическим циклом и энергетическим балансом поверхности Земли [Liu et al., 2022], а также обеспечивает устойчивость природно-климатических условий. В уравнении водного баланса испарение такой же важный элемент, как атмосферные осадки и сток воды. Их точная оценка в масштабе бассейна имеет решающее значение для понимания процессов регионального гидрологического цикла.

Максимально возможное испарение с поверхности принято называть испаряемостью. Для обозначения испаряемости в англоязычной литературе используется термин «потенциальное испарение» (с англ. Potential Evaporation).

Традиционные методы оценки испарения и испаряемости включают метод водного баланса, уравнение Пенмана–Монтейта [Monteith, 1965], Л. Тюрка [Turk, 1961] и метод, предложенный Дальтоном (1802 г.), отражающий взаимосвязь между скоростью поверхностного испарения и взаимодействующих факторов [Liu et al., 2022]. Эти методы имеют ряд преимуществ – простую структуру, высокую точность и относительно хорошую применимость. Однако они хорошо работают лишь для расчетов показателей в точке пространства и в стационарном (едином) масштабе [Liu et al., 2022], не позволяя отразить региональные особенности. В последнее время, с развитием технологий дистанционного зондирования и геоинформационного моделирования с высоким пространственно-временным разрешением, возможность количественно оценить динамику испарения в региональном масштабе значительно выросла.

Фактические данные об испарении и испаряемости на равнинных территориях доступны для многих районов России, однако данные о распределении этих показателей на больших высотах менее многочисленны. Помимо этого наблюдается недостаток

информации о горизонтальной и вертикальной дифференциации испарения и испаряемости в высокогорье. Как отмечено в [Севастьянов, 1998], получение климатических характеристик в горах расчетным путем по данным метеорологических станций затруднено, а подчас и невозможно в связи с большим разнообразием природных условий. Более того, существенными проблемами расчета водного баланса горных водосборов являются крайне редкая сеть наблюдений и ограниченная репрезентативность исходных данных [Мезенцев, 2001]. Другим важным вопросом является необходимость определения взаимосвязей, существующих между испарением из стандартных испаромеров и климатическими данными для территории высокогорий.

За последние 40 лет было выявлено, что средняя температура Земли возрастает в среднем за десятилетие на 0,18 °C [NOAA..., 2021]. Исходя из этого ожидалось, что воздух у поверхности станет более сухим, что приведет к увеличению испарения с водной поверхности. Однако данные наблюдений показывают обратное – испарение с водной поверхности снижается [Peterson, Golubev, Groisman, 1995]. Это явление назвали «парадокс в испаромере» (с англ. Pan Evaporation Paradox) [Roderick, Farquhar, 2002]. Возможно, это объясняется увеличением влагосодержания в атмосфере с увеличением ее температуры. Другим фактором, способным оказать влияние на уменьшение испарения в испаромере, может быть уменьшение солнечной радиации в результате увеличения облачности и (или) аэрозолей. Проверить эти гипотезы возможно в результате комплексных гидрометеорологических наблюдений, проведенных на различных территориях и в различных физико-географических условиях, в том числе в высокогорье Алтая.

Цель данной работы – оценка испаряемости в горно-ледниковом бассейне Актру для выявления ведущих факторов его пространственно-временной дифференциации.

История водно-балансовых наблюдений в высокогорье Алтая-Саянского региона начинается с 1960-х гг. с Международного гидрологического десятилетия (МГД), проводимого в 1966–1975 гг. В этот период стало широко использоваться понятие «репрезентативный» речной бассейн. Были организованы специальные наблюдения, результаты которых затем распространялись на другие бассейны, находившиеся в аналогичных физико-географических условиях [Тронов, 1968].

В качестве репрезентативных бассейнов были выбраны верховья бассейна р. Мульта и верховья р. Аккем. Томский государственный университет (ТГУ) проводил наблюдения за отдельными составляющими водного и ледового балансов в верховьях р. Актру. После окончания МГД эти наблюдения (в бассейне р. Актру) были продолжены под эгидой Международной гидрологической программы (МГП). Одновременно с МГП слежение за ледниками проводилось в рамках программы наблюдений за колебаниями ледников. Как отмечается в [Руководство..., 2011], для выполнения этих двух программ в Советском Союзе были отобраны семь горно-ледниковых бассейнов в различных регионах. В Алтае-Саянском регионе в качестве опорного (репрезентативного) горно-ледникового бассейна был выбран бассейн верховьев р. Актру. Климатические условия оледенения в бассейне Актру приближены к некоторым средним значениям для Алтая и более

типичны, чем в районе Белухи [Тронов, 1966]. После окончания МГП (1984) материалы за составляющими водного и ледового балансов, а также за колебаниями ледников в бассейне были опубликованы в [Ледники..., 1987].

Площадь горно-ледникового бассейна Актру (до выхода долины в межгорную котловину) составляет около 50 км². Площадь, занятая ледниками, согласно [Narozhniy, Zemtsov, 2011], сократилась в бассейне Актру с 18 км² в 1850 г. до 14,88 км² в 2008 г. Современное оледенение располагается в интервале высот от 2 400 до 4 044 м, но основная часть площади приходится на интервал 3 200–3 600 м (рис. 1).

В последнее время усилиями ТГУ и его партнеров – Института климатических и экологических систем СО РАН и Института географии РАН, были сделаны шаги по восстановлению регулярных исследовательских экспедиций и модернизации научно-исследовательской инфраструктуры в горно-ледниковом бассейне Актру. В частности, начиная с 2019 г. возобновлен регулярный гляциологический мониторинг [Кутузов и др., 2019] и установлена сеть автоматических метеостанций. С июля 2021 г. в нивально-гляциальной зоне Актру стал проводиться автоматический мониторинг за различными параметрами солнечной радиации. В июле 2022 г. были начаты наблюдения за испарением с водной поверхности при помощи сети стандартных испаромеров ГГИ-3000.

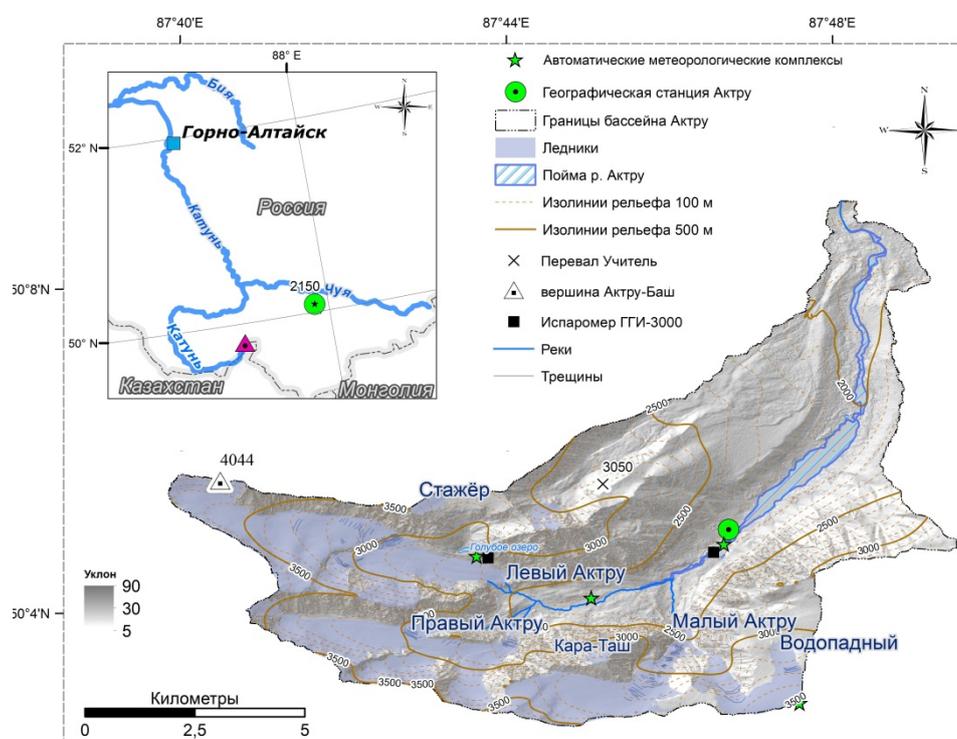


Рис. 1. Географическое положение и особенности района исследований

Fig. 1. Geographical location and main features of the study area

Методы исследования

Оценка испаряемости может быть проведена с использованием целого ряда методов. При этом уже давно признано, что испаряемость каждой природной поверхности обладает уникальными особенностями. Поэтому испарение с водной поверхности, определяемое с помощью водных испаромеров, будет лишь условно отражать испаряемость с различных типов поверхности. Однако ввиду своей простоты и надежности, использование водных испарителей в условиях горных бассейнов является целесообразным способом организации наблюдений и может, в том числе, применяться и для характеристики испаряемости.

В данной статье, методология исследования строится на использовании фактических наблюдений, метеорологического мониторинга, уравнения с эмпирическими коэффициентами, а также геоинформационного моделирования. 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).

Наиболее точным из разработанных методов считается непосредственное измерение слоя испарившейся воды с помощью водных испарителей. Для изучения и мониторинга водного баланса был выбран испаромер-осадкомер ГГИ-3000. Данный прибор предназначен для измерения и регистрации испарения с почвы и водной поверхности, а также для измерения количества выпавших осадков [Наставление..., 1985]. Испаромер ГГИ-3000 представляет собой два металлических сосуда с испарительной площадью 3 000 см², высотой 60 см, цилиндрической формы с конусообразным дном. Для изменения испарения по высоте испаромеры ГГИ-3000 были установлены в горно-ледниковом бассейне Актру на разных высотах. Первая группа была установлена на метеоплощадке возле бывшей гидрометеостанции Актру (ГМС Актру) на высоте 2 150 м. Вторая группа была установлена на 700 м выше на метеоплощадке у Голубого озера в гляциальной зоне.

Определение испарения с водной поверхности испаромера ГГИ-3000 включает измерение уровня воды в испарителе при помощи объемной бюретки и измерительной трубки, а также измерение атмосферных осадков, принятых дождемером, посредством мерного стакана.

Для определения величины испарения за период между двумя смежными сроками наблюдений использовалась следующая формула (1):

$$Zm = h1 - h2 + P, \quad (1)$$

где Zm – количество воды, испарившейся за период между сроками наблюдений, в 1 мм слоя; P – коли-

чество осадков в 1 мм слоя; $h1, h2$ – уровень воды в испарителе, полученный как среднее значение из трех исправленных результатов измерений по измерительной трубке, мм ($h1$ – значение уровня в предыдущий срок наблюдений, $h2$ – текущий срок).

Осадки, собранные дождемером, измеряли в те же сроки, в которые измеряли уровень воды в испарителе. Чтобы определить величину осадков в 1 мм слоя, результат измерения (n), определяемый числом делений мерного стакана, делился на 60. Это является следствием следующего соотношения (2):

$$P = \frac{V}{S} = \frac{n \times 5}{3\,000} \times 10 = \frac{n}{60}, \quad (2)$$

где V – объем осадков в см³; S – площадь дождемера в см²; 5 – цена одного деления мерного стакана в см³; 10 – число миллиметров в 1 см.

Измерения производились через равный промежуток времени. В долине реки Актру – ежедневно в 20.00, а также после каждого сильного ливня. Получив и проанализировав полученные сведения, мы сравнили их с данными метеорологического мониторинга (рис. 2).

Метеорологический мониторинг

Мониторинг основных метеорологических величин выполнялся в горно-ледниковом бассейне Актру в различных высотно-морфологических и ландшафтных комплексах (табл. 1). Оборудование размещалось с учетом опыта многолетних исследований, выполняемых ранее сотрудниками проблемной научно-исследовательской лаборатории гляциоклиматологии ТГУ. В июле 2021 г. на береговой морене Левого Актру была установлена метеостанция профессионального класса Campbell Scientific с 4-компонентным радиометром-балансометром Hukseflux NR01. Полученные с сети метеорологического мониторинга данные регулярно заносятся в базу данных [Ерофеев, Копысов, Локтионова, 2020].

Гидрометеостанция (ГМС) Актру расположена в понижении троговой долины Актру, поэтому приведенные по ней в климатических справочниках данные, из-за большой закрытости горизонта и отсутствия солнца над горизонтом с декабря по январь, не отражают действительные характеристики прямой, суммарной и рассеянной радиации для всего горно-ледникового бассейна [Научно-прикладной справочник..., 1993]. Поэтому данные по автоматической метеорологической станции (АМС) Голубое озеро (рис. 2) являются более репрезентативными для водосбора Актру. С высотой суммарная радиация обычно уменьшается за счет увеличения облачности. Однако высокие вершины (АМС Купол) часто оказываются выше пояса облачности. Потому для них характерен более высокий приход суммарной радиации.

АМС в бассейне Актру

Table 1

Automatic weather stations for the Aktru basin

Показатель	ГМС Актру	Морена Большого Актру (бывш.)	Голубое озеро	Вершина Купол
Широта (N)	87,4667	87,4503	87,4365	87,4759
Долгота (E)	50,4848	50,418	50,4719	50,2881
Высота (м н. ур. м.)*	2150	2406	2840	3556
Начало наблюдений	Август 2019	Август 2020	Июль 2021	Август 2021
Логгер (производитель)	Davis	Davis	Campbell	Davis
Измеряемые параметры*	ТВ, АО, ОВ, СВ, НВ	ТВ, АО, ОВ, СВ, НВ, ТГ	ТВ, АО, ОВ, СВ, НВ, КР, ДР, ТГ	ТВ, АО, ОВ, СВ, НВ, КР

Примечание. * ТВ – температура воздуха, ОВ – относительная влажность, АО – атмосферные осадки (дождь), СВ – скорость ветра, НВ – направление ветра, КР – входящая и отраженная коротковолновая радиация, ДР – входящая и отраженная длинноволновая радиация, ТГ – температура грунта.

Notes. * ТВ – air temperature, ОВ – relative humidity, АО – precipitation (rain), СВ – wind speed, НВ – wind direction, КР – incoming and reflected shortwave radiation, ДР – incoming and reflected longwave radiation, ТГ – substrate temperature.

Таблица 2

Суммарная среднемесячная солнечная радиация на Голубом озере в 2022 г. (для удобства данные приведены в различных единицах измерения)

Table 2

Total average monthly solar radiation on the Goluboye Lake in 2022 (the data are given in different units of measurement for the convenience)

Месяц	МДж/м ² мес	Дж, с/см ²	кВт/м ²
Июль	550	0,020	0,21
Август	507	0,019	0,19

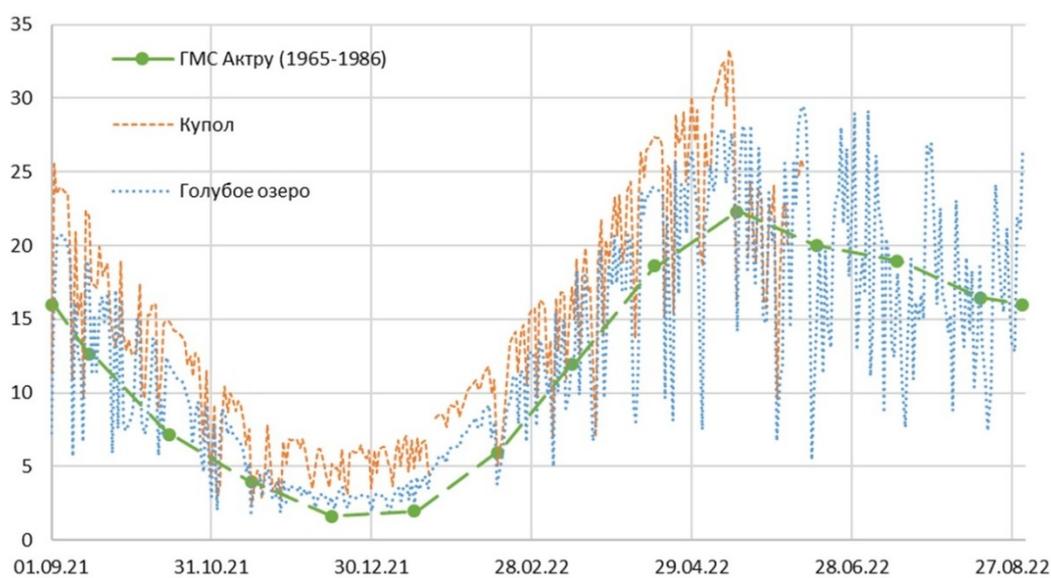


Рис. 2. Изменение средней суточной суммарной солнечной радиации S , мДж/(м²/сут) по данным наблюдений АМС и климатических справочников

Fig. 2. Change in the average daily total solar radiation S , mJ/(m²/day) according to AWS observations and climate handbooks

Величины суммарной радиации хорошо увязываются с типами погоды [Белова, 1965]. Также в

горных районах следует принимать во внимание большую изменчивость суммарной радиации из-за

наличия участков образования локальной облачности [Севастьянов, 1998].

Геоинформационное моделирование морфометрических и соляных показателей проводилось нами на основе цифровой модели рельефа (ЦМР) с пространственным разрешением 2 м, состоящей из 14 650 462 пикселей. Цифровая модель рельефа была получена ТГУ по программе «Наблюдения за ледниками из космоса» Французского космического агентства (CNES). В основе ее создания была стереопара из космических снимков Pleiades.

С использованием модуля Potential Incoming Solar Radiation ГИС-пакета SAGA нами были рассчитаны прямая, рассеянная, суммарная солнечная радиация и продолжительность солнечного сияния. Ранее по схожей методике в этом программном модуле были рассчитаны элементы водного баланса для малого модельного водосбора для территории юга Западной Сибири [Ерофеев, Копысов, Никифоров, 2018; Erofeev, Kopysov, 2020]. Расчет показателей солнечной радиации выполнялся при коэффициенте прозрачности атмосферы 70 %. Из-за большей закрытости горизонта разница между продолжительностью солнечного сияния на Голубом озере в июле составила на один час больше, чем на ГМС Актру (11 и 10 ч соответственно). В августе продолжительность солнечного сияния на Голубом озере составила уже на два часа больше (10 и 8 ч соответственно).

Для заполнения пропусков в распределении испаряемости по двум водоиспарительным площадкам были использованы методы Н.Н. Иванова и Л. Тюрка, основанные на применении формул с эмпирическими коэффициентами.

Изначально формула Н.Н. Иванова [Винников, Викторова, 2009] была предложена для расчета ежемесячных сумм испаряемости:

$$Z_M = 0,0018 (25 + T)^2 (100 - r), \quad (3)$$

где Z_M – слой испарившейся воды, мм/мес; T и r – средние месячные температуры и относительная влажность воздуха.

Данная формула разработана для равнинных территорий. Например, в условиях Мещерской низменности осреднение измерений за декаду [Семенова, 2019] давало лучшее совпадение результатов расчетов по формуле Н.Н. Иванова и измеренных испарителем ГГИ-3000, разница между которыми составляла около 5 % за два года наблюдений.

В данном исследовании формула была адаптирована нами для расчета испаряемости с суточным разрешением с учетом влияния скорости ветра:

$$Z_M = 6 \times 10^{-5} (25 + T)^2 (100 - r) (1 + 0,72 w_2), \quad (4)$$

где Z_M – слой испарившейся воды, мм/сут; T и r – средние суточные температура и относительная влажность воздуха, $(1 + 0,72 w_2)$ – поправка на

скорость ветра по В.Д. Зайкову [Винников, Викторова, 2009], w_2 – скорость ветра на высоте 2 м, м/с.

Формула Л. Тюрка [Turg, 1961] первоначально была разработана для юга Франции и севера Африки. Она основана на общедоступных климатических данных, таких как солнечная радиация, температура и относительная влажность воздуха. Для учета влияния скорости ветра формула Л. Тюрка нами также была модернизирована включением поправки В.Д. Зайкова:

$$Z_M = 0,21 C (S + 2,094) \frac{T}{T+15} (1 + 0,72 w_2), \quad (5)$$

где Z_M – слой испарившейся воды, мм/сут; T – средняя суточная температура воздуха; S – суммарная радиация, мДж/(м² сут); 0,21 – эмпирический коэффициент, уменьшенный нами в виду добавления в формулу поправки на скорость ветра (у Л. Тюрка изначально 0,31); 2,094 – эмпирическая константа, предложенная Тюрком; C – параметр, учитывающий влияние влажности (при $r > 50\%$ $C = 1$).

По данной формуле Z_M линейно увеличивается пропорционально температуре и солнечной радиации с уменьшением относительной влажности ниже 50 %. В горно-ледниковом бассейне относительная влажность почти всегда больше (рис. 3), а поэтому Z_M в основном определяется приходом солнечной радиации. Величина относительной влажности не оказывает существенного влияния.

Согласно теории испарения Дж. Дальтона (1802 г.), усовершенствованной в 1882 г. Э.В. Штелином, скорость выноса испарившихся молекул воды воздушными потоками наряду с дефицитом насыщения воздуха над испаряющей поверхностью являются важнейшими факторами скорости испарения [Винников, Викторова, 2009]. Наши данные с автоматических метеостанций (рис. 4) показывают, что средняя за лето скорость ветра с высотой возрастает, что во многом объясняется уменьшением шероховатости от растительного покрова и увеличением длины разгона воздушных масс. Флуктуации скоростей ветра на метеостанциях наглядно отображают сложность циркуляционных процессов в горах.

Градиенты температуры приземного слоя воздуха в горно-ледниковом бассейне Актру

В силу большого разнообразия ландшафтных условий, создание карты температуры потребовало использования дифференцированного подхода. В основе наших расчетов был градиент температур, рассчитываемый по сети опорных станций в долине Актру, градиент абсолютных высот, описываемый ЦМР, а также коэффициент неравномерного нагревания земной поверхности.

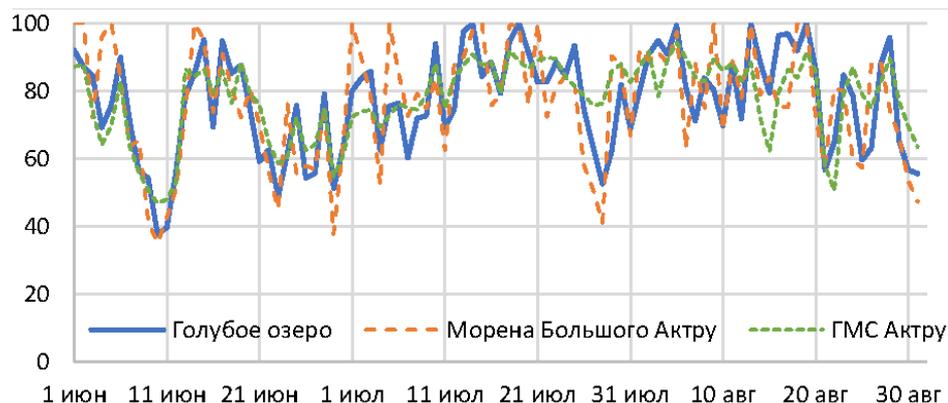


Рис. 3. Распределение средней суточной относительной влажности воздуха r , % за летний период 2022 г.

Fig. 3. Distribution of the average daily relative air humidity r , % for the summer period of 2022

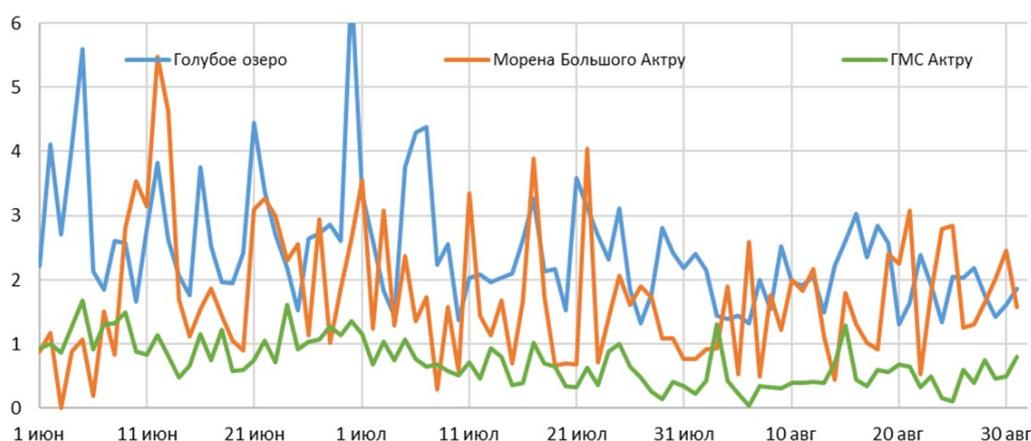


Рис. 4. Распределение средней суточной скорости ветра, м/с за летний период 2022 г.

Fig. 4. Distribution of the average daily wind speed, m/s for the summer period of 2022

При переходе с неледниковой поверхности на ледниковую, так же как и в [Галахов, Мухаметов, 1999], был применен так называемый скачок температуры. Как указано в [Щетинников, 1976], на его величину оказывает влияние не только изменение подстилающей поверхности, но и размеры ледника, а также местная циркуляция воздуха [Ледники..., 1987]. В целом средние суточные значения «скачка температуры» воздуха на ледниках Актру оцениваются в 1,0–1,5 °С [Ледники..., 1987]. Исследование параметров температурного скачка в данной работе не проводилось. В расчетных формулах нами было использовано значение 1,25 °С.

С учетом высотных температурных градиентов, полученных на опорных метеостанциях, территория бассейна была разделена на три зоны:

Зона 1. Долина Актру. Отметки абсолютных высот в пределах зоны изменяются в пределах от 1 640 до 2 600 м н. ур. м. Нижняя высотная граница распо-

ложена до выхода долины в межгорную котловину. Верхнее соответствует высоте «бараньих лбов» у ледника Левый Актру, которые представляют собой естественный барьер для циркуляции воздушных масс в долине. Измеренный высотный температурный градиент составил 0,2 °С / 100 м.

Зона 2. Высокогорные плато и поверхности склонов, примыкающих к ледникам, расположенные в диапазоне абсолютных высот 2 600–3 100 м н.у.м. На данных высотах находятся поверхности плато Учитель и Водопадный. Высотный температурный градиент для них составил 0,5 °С / 100 м.

Зона 3. Нивально-гляциальная зона Актру (2 620–4 044 м н. ур. м). В основе выделения данной зоны лежал «скачок температуры», наблюдаемый при переходе с неледниковой на ледниковую поверхность. Высотный температурный градиент в данной зоне составил 0,4 °С / 100 м.

Ночью на дне долины (до высоты 2 300 м и более) часто наблюдаются инверсии температуры, чем объясняются отрицательные или уменьшенные вертикальные градиенты температуры между ГМС Актру и пунктами наблюдений на склонах [Ледники..., 1987]. Возможно, поэтому температура воздуха с высотой не всегда понижается, что хорошо видно на рис. 5, где в отдельные дни температура с высотой повышается (например, 11 и 27 июля, 10 августа) или выравнивается.

Другой элемент методики для расчета карты температур горно-ледникового бассейна Актру – использование коэффициента суточного неравномерного нагревания (Diurnal Anisotropic Heat). Данный коэффициент изначально был предложен в работе [Boehner, Antonic, 2009] и представляет собой аппроксимацию суточного неравномерного распределения тепла по поверхности рельефа, задаваемого ЦМР (6):

$$k_i = \cos(amax - a) \arctan(b), \quad (6)$$

где $amax$ – экспозиция с максимальным общим избыточным теплом; a – экспозиция склона; b – угол наклона.

Итоговая формула для расчета градиентов температуры приземного слоя воздуха в горно-ледниковом бассейне Актру имела следующий вид (7):

$$T_{x,y,z} = [T_{2840} - (z_{x,y} - 2840)\Delta t_i] (1 + k_i), \quad (7)$$

где $T_{x,y,z}$ – температура в расчетной ячейке раstra; T_{2840} – температура воздуха на базовой метеостан-

ции; $z_{x,y}$ – абсолютные высоты поверхности рельефа, расположенные выше базовой метеостанции; Δt_i – градиент температуры по двум соседним метеостанциям; k_i – коэффициент суточного неравномерного нагревания поверхности.

Пример расчета градиента температуры приземного слоя воздуха в августе 2022 г. для гляциальной зоны Актру (Зона 3) в программном модуле GRID-калькулятор ГИС-пакета SAGA (8):

$$(4,2 - 1,25) \times (g1 - 2840) \times 0,004 \times (1 + g2), \quad (8)$$

где 4,2 – среднемесячная температура базовой станции, расположенной на Голубом озере (°C); 1,25 – температурный скачок, принятый для ледниковых поверхностей (°C); $g1$ – ЦМР бассейна Актру (метр н.у.м); 2 840 – высота базовой метеостанции над уровнем моря (метр н. ур. м.); 0,004 – высотный температурный градиент (°C/м); $g2$ – матрица с коэффициентом суточного неравномерного нагревания земной поверхности.

Расчет карт температур приземного слоя воздуха дал возможность перехода от измерений в «точке» к расчету изменения градиентов по всей площади бассейна. Как и по метеоданным (рис. 5), июнь 2022 г. оказался самым теплым месяцем 2022 г. в бассейне Актру. Пространственно-временная динамика среднемесячных показателей приведена в табл. 3 и на рис. 6.

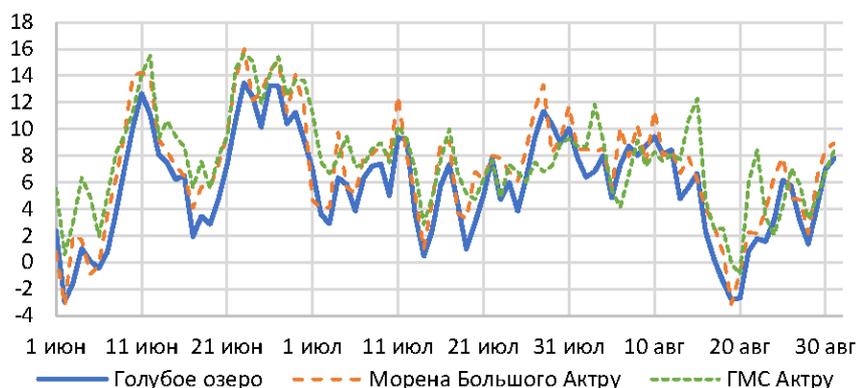


Рис. 5. Распределение средних суточных температур воздуха в летний период 2022 г. по данным метеонаблюдений, T (°C)

Fig. 5. Distribution of average daily air temperatures in the summer period of 2022 according to registered data, T (°C)

Таблица 3

Показатели среднемесячной температуры воздуха лето 2022 г. по данным геоинформационного моделирования (\bar{T} зон – среднее в выделенной зоне, \bar{T} летнее – суммарные показатели по бассейну)

Table 3

Indicators of the average monthly temperature of the surface air layer in the summer of 2022 according to GIS-based modeling (\bar{T} зон – average in the target zone, \bar{T} летнее – summer total temperature for the whole basin)

№ зоны Месяц	1				2				3				Всего \bar{T} летнее
	VI	VII	VIII	\bar{T} зон	VI	VII	VIII	\bar{T} зон	VI	VII	VIII	\bar{T} зон	
Минимальная температура, °C	8,8	6,6	5,5	7	-2,3	-2,7	-4	-3	-1,8	-2,2	-2,5	-2,16	-2,7
Максимальная температура, °C	12,2	10	8,9	10,4	7,5	7	5,8	6,7	6,9	6,5	6,2	6,5	12,2
Среднее, °C	10	7,6	6,6	8	5	4,6	3,3	4,3	3,6	3,2	2,9	3,2	5,5

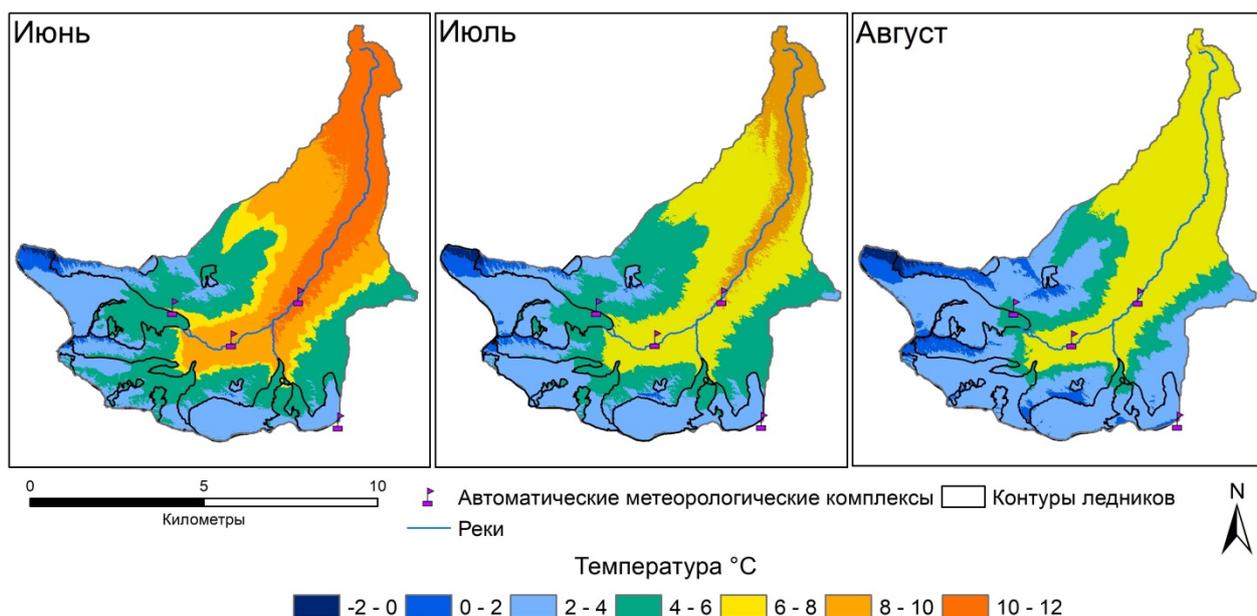


Рис. 6. Распределение приземной температуры воздуха в бассейне Актру в летние месяцы 2022 г.

Fig. 6. Distribution of surface air temperature in the Aktru basin in the summer months of 2022

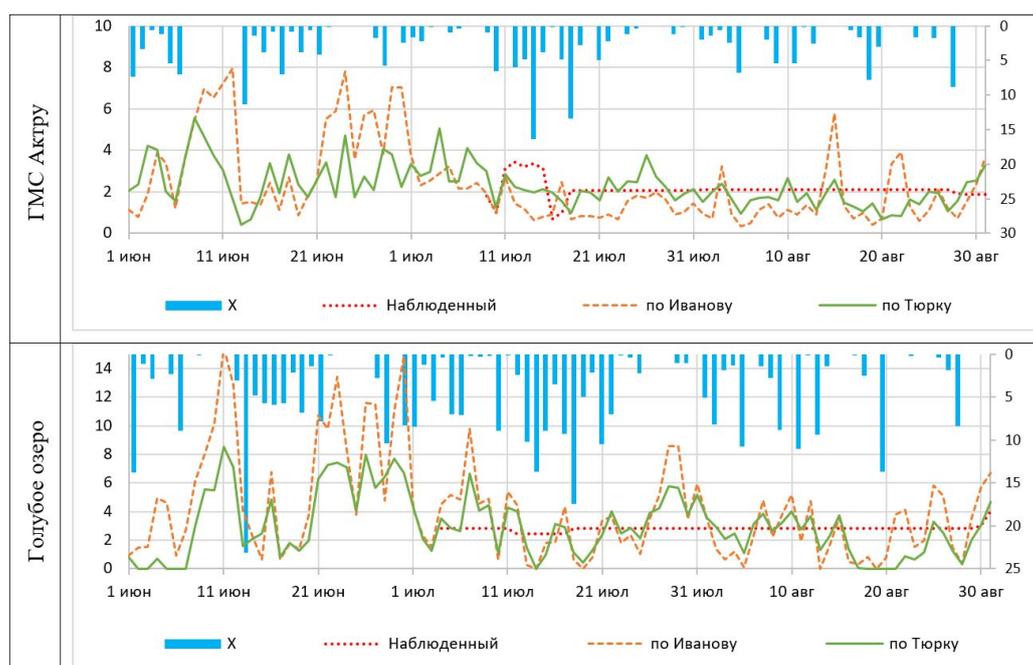


Рис. 7. Средний суточный слой испаряемости Z_M , мм/сут и атмосферные осадки (X) (правая ось) летом 2022 г.

Fig. 7. Average daily potential evaporation depth from Z_M mm/day and precipitation (X) (right axis) in the summer of 2022

Результаты и обсуждение

Наблюдения за испарением с водной поверхности велись периодически, поэтому на рис. 7 они представлены прямыми линиями, отражающими средние за период между измерениями суточных значений

испарения с водной поверхности. На рис. 7 хорошо видно, что в период выпадения осадков испаряемость минимальна, а при отсутствии осадков, как правило, наблюдается ясная солнечная погода и максимальная испаряемость. Суточные значения слоя испаряемости, вычисленные по формуле

Н.Н. Иванова с учетом поправки на ветер, сильно превышают суточные максимумы. Однако осредненные за более длительные периоды (декады) результаты расчетов близки к наблюдаемым. Разница между наблюдаемыми и вычисленными для ГМС Актру 31 %, а для АМС Голубое озеро 9 %. В целом с использованием этой формулы за период июнь–август 2022 г. испаряемость с для ГМС Актру составила 219 мм, что на 161 мм меньше вычисленного по данным АМС Голубое озеро.

Данные, полученные с использованием формулы Л. Тюрка, показывают меньшую амплитуду колебаний испаряемости и более приближены к фактическим. Средняя разница между наблюдаемыми и вычисленными для ГМС Актру значениями составляет 9 %, а для АМС Голубое озеро 11 %. При этом за период июнь–август 2022 г. испаряемость для ГМС Актру составила 269 мм, что на 54 мм меньше вычисленного по данным АМС Голубое озеро.

Ранее за период 1972–1986 гг. водный эквивалент годовых затрат тепла на испарение для ГМС Актру оценивался в 276 мм [Копысов, 2011]. По формуле из работы А.В. Мезенцева [2001] эта величина тесно контролируется значениями радиационного баланса и с высотой уменьшается, во многом за счет роста затрат тепла на таяние снега и мерзлоты. Вообще в абляционный период испарение в горно-ледниковом бассейне Актру с тающей поверхности снега и льда ничтожно мало и при расчетах водного баланса эту составляющую можно не учитывать [Ледники..., 1987]. Во многом это связано с особенностями сочетания влажности и температуры над ледниками, при которых с тающей снежно-ледниковой поверхности испарение почти отсутствует, а то и вовсе преобладает конденсация.

Верификация модели с фактическими (измеренными) данными и их калибровка выполнялись в GRID-калькуляторе ГИС-пакета SAGA с использованием следующего выражения (9):

$$Z_m = Z_m^T \left(1 + \left(\frac{k_i}{n} \right) \right), \quad (9)$$

где Z_m^T – испарение, полученное по формуле Л. Тюрка; k_i – коэффициент суточного неравномерного нагревания поверхности; n – калибровочный коэффициент.

Результаты подбора калибровочного коэффициента n представлены в табл. 4. Итоговые результаты расчета испаряемости за летние месяцы 2022 г. приведены на рис. 8.

Наиболее близкие к реальным значениям испарения для ГМС Актру получились с использованием коэффициента 0,8. Однако для метеостанции, расположенной на Голубом озере, наиболее близким оказался коэффициент 1. В расчете карт среднемесячной испаряемости было использовано среднее значение 0,9.

Теплоэнергетические ресурсы испарения (испаряемость) с высотой понижаются за счет понижения температуры воздуха и роста затрат на таяние снега и мерзлоты [Мезенцев, 2001]. Однако в частных случаях, как показали наши данные с испаромеров ГПИ-3000, испаряемость с высотой может увеличиваться. Отчасти это можно объяснить местными условиями расположения приборов.

Так, на Голубом озере наблюдается большая скорость ветра и увеличенный приход суммарной солнечной радиации по сравнению с расположенной в понижении рельефа троговой долины водоиспарительной площадки на ГМС Актру.

Учет солнечной радиации в формуле Л. Тюрка позволяет эффективно использовать ее для геоинформационного моделирования испаряемости в высокогорных бассейнах. Важным элементом методики стал учет коэффициента неравномерного нагревания поверхности. Его использование, при расчетах температуры приземного воздуха, а также среднемесячной испаряемости, позволило верифицировать расчетные показатели с измеренными данными и выполнить их калибровку.

Таблица 4

Изменение среднемесячной испаряемости в зависимости от разных значений n . Значения фактического (измеренного) испарения приведены в виде суммарных показателей для июля и августа 2022 г.

Table 4

Conversion of monthly average potential evaporation depending on different values of n . The values of actual (measured) evaporation are given as total figures for July and August 2022

Метеоплощадка	Испаряемость, мм	Месяц	Калибровочный коэффициент n									Факт. (измер.)
			1,3	1,2	1,1	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	
ГМС Актру 2150	VII	72,8	72,5	72,3	72	71,7	71,4	71,1	70,8	70,5	–	
	VIII	63,2	62,5	62,2	61,7	61,2	60,7	60,2	59,7	59,2	–	
	Σ	136	135	134,5	133,7	133	132	131,3	130,5	129,7	132	
Голубое озеро 2840	VII	84	87	89	91	93	95	97	99	101	–	
	VIII	66	67	69	71,5	74	76,5	79	81,5	84	–	
	Σ	150	154	158	162,5	167	171,5	176	180,5	185	163	

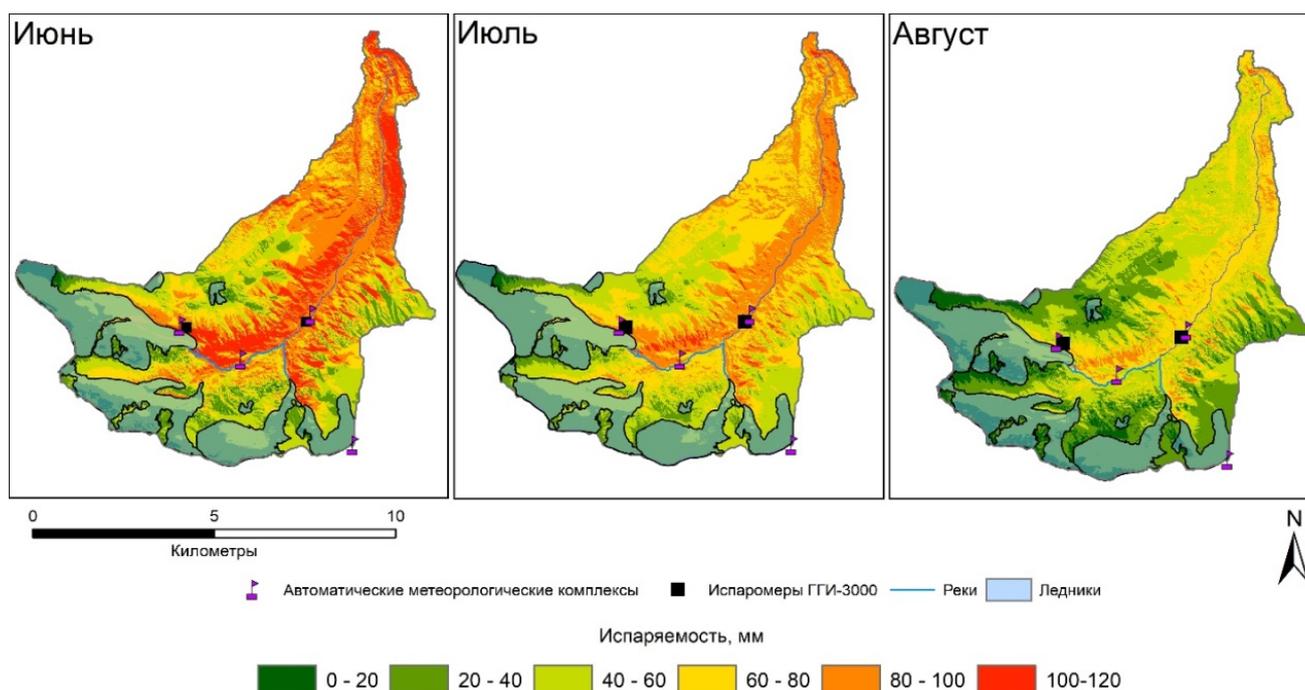


Рис. 8. Испаряемость в горно-ледниковом бассейне Актру в 2022 г.

Fig. 8. Potential Evaporation from the Aktru mountain-glacial basin in 2022

Исследование взаимосвязей между значениями, полученными в стандартных испаромерах, и климатическими факторами, может быть использовано для разработки коэффициентов, приводящих рассчитанные значения к значениям испаряемости в высокогорье. Теплоэнергетические ресурсы испарения (испаряемость) с высотой понижаются за счет понижения температуры воздуха и роста затрат на таяние снега и мерзлоты [Мезенцев, 2001]. Однако в частных случаях, как показали наши данные с испарометров ГГИ-3000, испаряемость с высотой может увеличиваться.

Отчасти это можно объяснить местными условиями расположения приборов. Так, на Голубом озере наблюдается большая скорость ветра и увеличенный приход суммарной солнечной радиации по сравнению с расположенной в понижении рельефа трого-

вой долины водоиспарительной площадки на ГМС Актру.

Учет солнечной радиации в формуле Л. Тюрка позволяет эффективно использовать ее для геоинформационного моделирования испаряемости в высокогорных бассейнах. Важным элементом методики стал учет коэффициента неравномерного нагревания поверхности. Его использование при расчетах температуры приземного воздуха, а также среднемесячной испаряемости позволило верифицировать расчетные показатели с измеренными данными и выполнить их калибровку.

Исследование взаимосвязей между значениями, полученными в стандартных испаромерах, и климатическими факторами может быть использовано для разработки коэффициентов, приводящих рассчитанные значения к значениям испаряемости в высокогорье.

Список источников

- Белова Н.И. Солнечная радиация в долине р. Актру // Гляциология Алтая. 1965. Вып. 4. С. 172–189.
- Винников С.Д., Викторова Н.В. Физика вод суши. СПб. : РГМУ, 2009. 430 с.
- Галахов В.П., Мухаметов Р.М. Ледники Алтая. Новосибирск : Наука, 1999. 136 с.
- Ерофеев А.А., Копысов С.Г., Никифоров А.Н. Ландшафтно-геофизический подход к зонированию структуры землепользования на малом водосборе // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329, № 6. С. 39–47.
- Ерофеев А.А., Копысов С.Г., Локтионова Т.А. Пространственно-временная динамика элементов гидрологического цикла репрезентативных водосборов рек равнинной и высокогорной Арктики // Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2020622173 от 06.11.2020.
- Ледники Актру (Алтай) / под ред. Д.А. Буракова. Л. : Гидрометеиздат, 1987. 118 с.
- Копысов С.Г. Ландшафтная гидрология геосистем лесного пояса Центрального Алтая. Deutschland: LAMBERT Academic Publishing, 2011, 150 с.
- Кутузов С.С., Ерофеев А.А., Лаврентьев И.И., Смирнов А.М., Копысов С.Г., Аббасов З.Р., Никитин К.А. Восстановлены наблюдения на ледниках Актру на Алтае // Лед и Снег. 2019. № 59 (3). Р. 306. doi: 10.15356/2076-6734-2019-3-469

- Мезенцев А.В. Методика расчета водного баланса горных водосборов // Вопросы географии Сибири. Вып. 24. Томск : Изд-во ТГУ, 2001. С. 489–491.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 7, ч. II: Наблюдения за испарением с водной поверхности. Л. : Гидрометеоздат, 1985. 104 с.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Вып. 20. СПб. : Гидрометеорологическое издательство, 1993. 716 с.
- Руководство по мониторингу составляющих водного баланса высокогорных водосборных бассейнов Алтае-Саянского экорегиона в условиях изменения климата / В.П. Галахов, С.Ю. Самойлова; Всемирный фонд дикой природы (WWF России). Проект ПРООН/ГЭФ/МКИ «Сохранение биоразнообразия в российской части Алтае-Саянского экорегиона». М., 2011. 36 с.
- Семенова К.С. Оценка формулы определения испаряемости для создания осушительно-увлажнительных земель на осушенных торфяниках Мещерской низменности // Природообустройство. 2019. № 4. С. 23–28. doi: 10.34677/1997-6011/2019-4-23-29
- Севастьянов В.В. Климат высокогорных районов Алтая и Саян. Томск : Изд-во ТГУ, 1998. 201 с.
- Тронов М.В. Ледники и климат. Л. : ГИМИЗ, 1966. 408 с.
- Тронов М.В. Репрезентативный горно-ледниковый бассейн Актру на Алтае. МГИ, № 14. М., 1968. С. 197–201.
- Щетинников А.С. Ледники бассейна реки Пскем. Л. : Гидрометеоздат, 1976. 120 с.
- Boehner J., Antonic O. Land-surface parameters specific to topo-climatology // Geomorphometry – Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science. 2009. V. 33. P. 195–226. doi: 10.1016/S0166-2481(08)00008-1
- Erofeev A.A., Kopysov S.G. Modeling of Hydrological and Climatic Resources of the Landscape for Sustainable Land Use at Small Watersheds // Landscape Patterns in a Range of Spatio-Temporal Scales, Landscape Series 26, Springer Nature Switzerland AG, 2020. P. 163–175.
- Liu Y., Qiu G., Zhang H. et al. Shifting from homogeneous to heterogeneous surfaces in estimating terrestrial evapotranspiration: Review and perspectives // Sci. China Earth Sci. 2022. V. 65. P. 197–214. doi: 10.1007/s11430-020-9834-y
- Lu Y., Wang Y., Liu Q., Chen X., Zhang Y., Gao L., Chen Y., Liu M., Deng H. Evapotranspiration Variations of the Minjiang River Basin in Southeastern China from 2000 to 2019 // Atmosphere. 2022. V. 13. P. 562. doi: 10.3390/atmos13040562
- Narozhniy Yu., Zemtsov V. Current State of the Altai Glaciers (Russia) and Trends over the Period of Instrumental Observations 1952–2008 // AMBIO. 2011. V. 40. P. 575–588.
- Monteith J.L. Evaporation and environment // Symp Soc Exp Biol. 1965. V. 19. P. 205–234.
- NOAA National Centers for Environmental Information, State of the Climate: Global Climate Report for 2021. Online January 2021. Retrieved on June 28, 2022. URL: <https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/202113>
- Peterson T., Golubev V., Groisman P. Evaporation losing its strength // Nature. 1995. V. 377. P. 687–688. doi: 10.1038/377687b0
- Roderick M.L., Farquhar G.D. The Cause of Decreased Pan Evaporation over the Past 50 Years // Science. 2002. V. 298. P. 1410–1411.
- Turc L. Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date // Annals of Agronomy. 1961. V. 12. P. 13–49.

References

- Belova N.I. *Solnechnaya radiatsiya v doline reki Aktru* [Solar radiation in the Aktru river valley] // Glaciology of Altai. 1965. Iss. 4. С. 172–189. In Russian
- Vinnikov S.D., Viktorova N.V. *Fizika vod sushi* [Physics of land waters]. St. Petersburg: RGGMU, 2009, 430 p. In Russian
- Galakhov V.P., Mukhametov R.M. *Ledniki Altaya* [Glaciers of Altai]. Novosibirsk: Science. Sib. enterprise of the Russian Academy of Sciences. 1999. 136 p. In Russian
- Erofeev A.A., Kopysov S.G., Nikifonov A. *Landshaftno-geofizicheskiy podkhod k zonirovaniyu struktury zemlepol'zovaniya na malom vodosbore* [Landscape geophysical approach to zoning of land use structure at small catchment] // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2018. V. 329. No. 6. pp. 39–47. In Russian
- Erofeev A.A., Kopysov S.G., Loktionova T.A. *Prostranstvenno-vremennaya dinamika elementov gidrologicheskogo tsikla reprezentativnykh vodosborov rek ravninnoy i vysokogornoy Arkiki* [Spatial and temporal dynamics of elements of the hydrological cycle of representative river catchments in the lowland and high-mountain Arctic] // Certificate of state registration of the database № 2020622173. 06.11.2020. In Russian
- Ledniki Aktru (Altay)* [Glaciers Aktru (Altai)]. Ed. D.A. Burakov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987. 118 p. In Russian
- Kopysov S.G. *Landshaftnaya gidrologiya geosistem lesnogo poyasa Tsentral'nogo Altaya* [Landscape hydrology of the geosystems of the forest belt of the Central Altai]. Deutschland: LAMBERT Academic Publishing, 2011, 150 p. In Russian
- Kutuzov S.S., Erofeev A.A., Lavrentiev I.I., Smirnov A.M., Kopysov S.G., Abbasov Z.R., Nikitin K.A. Observations were re-established on Aktru glaciers in Altai. Ice and Snow. 2019; 59(3) : 306. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-469> In Russian
- Mezentsev A.V. *Metodika rascheta vodnogo balansa gornyx vodosborov* // *Voprosy geografii Sibiri* [Methodology for calculating the water balance of mountain watersheds] // Problems of Geography of Siberia. Issue. 24]. Tomsk: Publishing House of TGU, 2001, pp. 489–491. In Russian
- Nastavleniye gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam. Vyp. 7, Chast' II – Nablyudeniya za ispareniyem s vodnoy poverkhnosti* [Instructions for hydrometeorological stations and posts. Issue. 7, Part II – Observations of Evaporation from the Water Surface]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985. 104 p. In Russian
- Nauchno-prikladnyy spravochnik po klimatu SSSR. Seriya 3. Mnogoletniye dannyye. Vyp. 20.* [Scientific and applied reference book on the climate of the USSR. Series 3. Long-term data. Issue. 20.] St. Petersburg: Hydrometeorological Publishing House. 1993. 716 p. In Russian
- Rukovodstvo po monitoringu sostavlyayushchikh vodnogo balansa vysokogornyx vodosbornykh basseynov Altaye-Sayanskogo ekoregiona v usloviyakh izmeneniya klimata* [Guidance on monitoring the components of the water balance in the high-mountain drainage basins of the Altai-Sayan Ecoregion under climate change] Galakhov V.P., Samoylova S.Yu.; World Wildlife Fund (WWF Russia). UNDP/GEF/ICI Project "Biodiversity Conservation in the Russian Part of the Altai-Sayan Ecoregion". Moscow, 2011. 36 p. In Russian
- Семенова К.С. *Otsenka formuly opredeleniya ispariyayemosti dlya sozdaniya osushitel'no-uvlazhnitel'nykh zemel' na osushennykh torfyanikakh Meshcherskoy nizmennosti* [Estimation of the formula for determining evaporation for the creation of drainage and mois-

- tening lands on drained peatlands of the Meshcherskaya lowland] // Prirodoobustroystvo. 2019, No. 4, pp. 23–28. doi: 10.34677/1997-6011/2019-4-23-29. In Russian
- Sevastyanov V.V. *Klimat vysokogornykh rayonov Altaya i Sayan* [The climate of the high-mountain regions of Altai and Sayan]. Tomsk: Publishing House of TGU, 1998. 201 p. In Russian
- Tronov M.V. *Ledniki i klimat* [Glaciers and climate]. Leningrad: GIMIZ, 1966. 408 p. In Russian
- Tronov M.V. *Reprezentativnyy gorno-lednikovyy basseyn Aktru na Altaye* [Representative mountain-glacial basin Aktru in Altai] MGI, No. 14. Moscow. 1968. pp. 197–201. In Russian
- Shchetinnikov A.S. *Ledniki basseyna reki Pskem* [Glaciers of the Pskem river basin]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976. 120 p. In Russian
- Boehner J., Antonic O. Land-surface parameters specific to topo-climatology. In: Hengl, T., Reuter, H. (Eds.): *Geomorphometry - Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science*, 2009. V. 33, pp. 195–226, Elsevier. doi: 10.1016/S0166-2481(08)00008-1
- Erofeev A.A., Kopysov S.G. Modeling of Hydrological and Climatic Resources of the Landscape for Sustainable Land Use at Small Watersheds // *Landscape Patterns in a Range of Spatio-Temporal Scales, Landscape Series 26, Springer Nature Switzerland AG* 2020. pp. 163–175.
- Liu Y., Qiu G., Zhang H. et al. Shifting from homogeneous to heterogeneous surfaces in estimating terrestrial evapotranspiration: Review and perspectives // *Sci. China Earth Sci.* 2022. 65, pp. 197–214. doi: 10.1007/s11430-020-9834-y
- Lu Y., Wang Y., Liu Q., Chen X., Zhang Y., Gao L., Chen Y., Liu M., Deng H. Evapotranspiration Variations of the Minjiang River Basin in Southeastern China from 2000 to 2019. *Atmosphere* 2022, 13, 562. doi: 10.3390/atmos13040562
- Narozhniy Yu., Zemtsov V. Current State of the Altai Glaciers (Russia) and Trends Over the Period of Instrumental Observations 1952–2008. // *AMBIO*. 2011. V. 40. pp. 575–588.
- Monteith J.L. Evaporation and environment. *Symp Soc Exp Biol*, 1965. V. 19. pp. 205–234.
- NOAA National Centers for Environmental Information, State of the Climate: Global Climate Report for 2021, online January 2021, retrieved on June 28, 2022, from <https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/202113>.
- Peterson T., Golubev V., Groisman P. Evaporation losing its strength. *Nature*. 1965. 377, pp. 687–688 doi: 10.1038/377687b0
- Roderick M.L., Farquhar G.D. The Cause of Decreased Pan Evaporation over the Past 50 Years // *Science*. 2002. V. 298. pp. 1410–1411.
- Turc L. Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date // *Annals of Agronomy*. 1961. 12. pp. 13–49.

Информация об авторах:

Ерофеев А.А., кандидат географических наук, заведующий проблемной научно-исследовательской лабораторией гляциоклиматологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: erofeew@yandex.ru

Копысов С.Г., кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией мониторинга лесных экосистем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия; доцент, кафедра гидрологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: wosypok@mail.ru

Гармаева Т.Б., студент, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: tuyana2000garmaeva@yandex.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Erofeev A.A., Cand. Sci. (Geography), Head of the Problem Research Laboratory of Glacioclimatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: erofeew@yandex.ru

Kopysov S.G., Cand. Sci. (Geography), Leading Researcher, Head of the Forest Ecosystems Monitoring Laboratory, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia; Associate Professor, Department of Hydrology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: wosypok@mail.ru

Garmaeva T.B., student, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: tuyana2000garmaeva@yandex.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 10.10.2022; одобрена после рецензирования 06.11.2022; принята к публикации 06.11.2022

The article was submitted 10.10.2022; approved after reviewing 06.11.2022; accepted for publication 06.11.2022

Научная статья
УДК 556.124.2(571.151)
doi: 10.17223/25421379/25/7

СНЕГОВОЕ ПОЛОВОДЬЕ В НИЗКОГОРЬЯХ БАСЕЙНА ВЕРХНЕЙ ОБИ (НА ПРИМЕРЕ МАЛОГО ВОДОСБОРА Р. МАЙМА)



Лилия Федоровна Лубенец¹, Дмитрий Владимирович Черных²,
Андрей Алексеевич Коломейцев³, Светлана Юрьевна Самойлова⁴,
Дмитрий Константинович Першин⁵

^{1, 2, 3, 4, 5} *Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия*

² *Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия*

⁵ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

¹ *lilia_lubenets@mail.ru*

² *chernykh@mail.ru*

³ *kolomeycev@iwep.ru*

⁴ *bastet05@list.ru*

⁵ *dmitrypersh@gmail.com*

Аннотация. Выполнен анализ снегового половодья на р. Майма за период 1997–2017 гг. Изложены результаты анализа скорости и длительности нарастания суточной температуры воздуха в период весеннего снеготаяния. Изучено влияние метеорологических параметров на объем половодья и динамику расходов воды. На основании данных снегомерных съемок 2015–2017 гг. выполнена оценка роли талых вод в формировании стока половодья, рассчитаны коэффициенты талого стока.

Ключевые слова: Алтай, низкогорный бассейн р. Майма, снеготаяния, снеговое половодье, слой стока, коэффициент стока

Источник финансирования: работа выполнена в рамках государственного задания Института водных и экологических проблем СО РАН (№ FUFZ-2021-0007) при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00007-а). База данных снегомерных наблюдений сформирована в рамках проекта РФФИ № 19-35-60006.

Для цитирования: Лубенец Л.Ф., Черных Д.В., Коломейцев А.А., Самойлова С.Ю., Першин Д.К. Снеговое половодье в низкогорьях бассейна Верхней Оби (на примере малого водосбора р. Майма) // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 109–122. doi: 10.17223/25421379/25/7

Original article
doi: 10.17223/25421379/25/7

SNOWMELT-RUNOFF IN LOW MOUNTAINS OF THE UPPER OB BASIN (BY THE EXAMPLE OF A SMALL LOW-MOUNTAIN MAIMA CATCHMENT)

Lilia F. Lubenets¹, Dmitry V. Chernykh², Andrey A. Kolomeyev³,
Svetlana Yu. Samoylova⁴, Dmitry K. Pershin⁵

^{1, 2, 3, 4, 5} *Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia*

² *Altai State University, Barnaul, Russia*

⁵ *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

¹ *lilia_lubenets@mail.ru*

² *chernykh@mail.ru*

³ *kolomeycev@iwep.ru*

⁴ *bastet05@list.ru*

⁵ *dmitrypersh@gmail.com*

Abstract. For analysis of a snowmelt runoff of the low-mountain Maima catchment (Russian Altai) we used the daily data from the Kyzyl-Ozek weather station (air temperature, precipitation), the Maima gauge (water discharge) for 1997–2017 and the data on snow measurement works (2015–2017). Dynamics of major climatic parameters of winter (air temperature, precipitation)

and characteristics of floods over the period of observations (since 1939) were studied. Hydrometeorological processes of spring snowmelt (1997–2017) were analyzed, and flood flow hydrographs with specified melt, rain and ground water were constructed and analyzed as well. The linear dependence (correlation coefficient: 0,84) of snowmelt runoff depth and total solid precipitation for the cold period was obtained. A quantitative assessment of heat and cold waves responsible for a timeframe and intensity of snowmelt was performed. The analysis of dynamics of water discharge caused by rainfalls after the beginning of snow cover melt as well as characteristics of heat and cold waves made it possible to estimate the time lag of melt- and rainwater to the river network during the high water period (1–2 days). Maximum discharge (20,6–110 m³/s) usually occurred after rise in average daily temperature above 20 °C, or it was associated with heavy rains. On average, the peak of high water was observed in 24 days after its beginning. In the Maima basin and in Altai as a whole, the rise in temperature and reduction in precipitation amount during the cold period was recorded for the whole period of observation (since 1939). During the cold period of 1997–2017, precipitation increased slightly, while average temperature-by 0.7 °C. Due to climate changes, a shift in dates of high water and maximum discharges occurred 5–6 days earlier in 1997–2017, as compared to 1940–1975 (before sharp warming onset in the region). This was due to temperature rise and reduced cold period. A significant change in intra-annual distribution of runoff (i.e. reduction in share of flood runoff in annual runoff from 49.2 to 36%) was noted. From the beginning of observations, annual runoff, total runoff depth for the flood period and maximum flood discharge fell by 3.5%, 28.8% and 31.8%, respectively. Using the snow survey data (2015–2017), we assessed the meltwater role in the formation of flood and annual runoff. The share of snowmelt runoff in annual one ranged from 27 to 41%. The coefficient of meltwater runoff made up 0,59–0,81 thus correlating well with the previously obtained data for other Altai rivers. Maximum snowmelt runoff (0.81) was marked in the spring of 2016 after a snowless winter. This was induced by greater soil freezing and less infiltration loss of snowmelt runoff.

In the period of high water recession, the coefficients of rain flood-induced runoff were 3–3,5 times lower showing less changeability.

Keywords: Altai, low-mountain, Maima River basin, snow water equivalent, snowmelt-runoff, runoff depth, runoff coefficient

Source of financing: The study was carried out within the framework of the Research Program of IWEP SB RAS (№ FUFZ-2021-0007) with a partial support from the Russian Foundation for Basic Research (projects No. 18-05-00007-a). The snow surveys database was formed in the framework of RFBR project № 19-35-60006.

For citation: Lubenets L.F., Chernykh D.V., Kolomeizev A.A., Samoylova S.Yu., Pershin D.K. (2022) Snowmelt-runoff in low mountains of the Upper Ob basin (by the example of a small low-mountain Maima catchment). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 109–122. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/25/7

Введение

Основной целью снежной гидрологии является изучение вклада снега в речной сток, точное прогнозирование сроков и объемов снегового половодья [Holko, Gorbachova, Kostka, 2011]. При этом водный цикл, в котором преобладают талые воды, чрезвычайно чувствителен к климатическим изменениям. Основные последствия современного потепления климата, которые могут оказать влияние на снеговое половодье в средних широтах, – это замена твердых осадков жидкими и более раннее таяние снега весной [Berghuijs, Woods, Hrachowitz, 2014; Brown, Robinson, 2011].

Именно снеготалы играют ведущую роль (более 50 %) в колебаниях годового стока в бассейнах крупнейших сибирских рек – Оби и Енисея [Попова, 2011; Галахов, 2009]. Снеговые наводнения по причиняемому ущербу находятся на втором месте в Сибири, уступая лишь наводнениям, формирующимся в результате дождевых паводков [Таратунин, 2008], аналогичных катастрофическому паводку, имевшему место на Алтае в мае–июне 2014 г. Особо острая ситуация складывается в горных водосборах, где снежный покров оказывает максимальное влияние на сток. В китайском Алтае в последние годы фиксируется увеличение снеготалы за счет большего количества зимних осадков [Han et al., 2014]. На некоторых реках бассейна верхне-

го Иртыша, где на талый сток приходится до 70 % годового стока, пиковые расходы с июня по май увеличились за период с 1960 по 2010 г. [Shen et al., 2007].

На Русском Алтае около 70 % стока половодья формируется талыми водами [Аполлов, Калинин, Комаров, 1974; Галахов, 2015], поэтому главной задачей при прогнозировании объема и сроков половодья является оценка снеготалы в речном бассейне и исследование гидрометеорологических процессов, определяющих интенсивность поступления талых вод в речную сеть в процессе снеготаяния.

Проведенное исследование представляет собой очередной этап работ по изучению пространственной дифференциации снеготалы в низкогорном бассейне р. Майма [Лубенец, Черных, Першин, 2018; Лубенец, Черных, 2019]. Основная его цель – анализ динамики снегового половодья в бассейне р. Майма за период с 1997 по 2017 г.

Задачи исследования:

1) анализ динамики основных метеопараметров в холодный период, предшествующий снеговому половодью и во время снегового половодья;

2) расчет и анализ динамики основных гидрологических характеристик во время снегового половодья 1997–2017 гг. в сравнении с более ранним периодом, предшествующим значительному росту глобальной и региональной температуры (1940–1970-е гг.);

3) выявление зависимости между метеопараметрами и характеристиками стока за период снегового половодья.

Территория исследования

Река Майма является притоком второго порядка р. Обь и правым притоком первого порядка р. Катунь. Бассейн р. Майма находится на территории Республики Алтай в низкогорной части Русского Алтая на северном окончании хребта Иолго [Атлас, 1978]. Длина реки – 57 км, средний уклон – 10 ‰. Абсолютные высоты бассейна изменяются от 260 до 1 140 м, средняя высота – 670 м. Площадь водосбора – 780 км².

Рассматриваемый бассейн расположен преимущественно в горно-лесном поясе: по площади преобладают чернево-таежные субнеморальные (31,9 % общей площади; диапазон высот 518–1104 м) и подтаежные (62 %; 386–586 м) ландшафты. Незначительную площадь в пределах бассейна занимают лесостепные ландшафты (6,1 %; 327–577 м) [Черных, Самойлова, 2011]. Ландшафтная структура бассейна является типичной для северной периферии Алтая. Спецификой бассейна является то, что его территория является наиболее освоенной и заселенной частью Республики Алтай. Кроме этого, в бассейне имеется метеостанция, расположенная в с. Кызыл-Озек (наблюдения с 1940 г.), абсолютная высота 324 м, и гидрологический пост в с. Майма (наблюдения с 1939 г.), абсолютная высота нуля графика 251,98 м. Средняя годовая температура воздуха составляет +1,0 °С, средняя годовая сумма осадков – 795 мм [http://www.meteo.ru].

Исходные данные и методы исследования

Термины и понятия, используемые в исследовании. Опираясь на разработки С.П. Хромова и Л.И. Мамонтовой [Хромов, Мамонтова, 1974] и с учетом анализа метеоусловий в период прохождения снегового половодья в низкогорной части бассейна Верхней Оби, авторами приняты понятия: «снеговое половодье», «волна тепла», «волна холода» и «период постепенного потепления».

«Снеговое половодье» – период, характеризующийся высоким и длительным подъемом воды на реках, вызванным таянием снега [https://geography_ru.academic.ru/6511/].

«Волна тепла» – значительное потепление во время снегового половодья со средней суточной температурой воздуха выше 0 °С от трех и более дней, связанное с адвекцией теплой воздушной массы.

«Волна холода» – резкое понижение температуры во время снегового половодья, связанное с вторжени-

ем холодной воздушной массы, средняя суточная температура воздуха при этом резко падает ниже 0 °С от трех и более дней и затем, по прохождении волны холода, снова возвращается к прежней. Минимальная продолжительность волны холода может быть два дня при минимальной суточной температуре ниже –5 °С.

«Период постепенного потепления» – устойчивый и длительный переход средних суточных температур выше 0 °С.

При условии отсутствия волн холода и наступления периода постепенного потепления с начала снегового половодья периодически наблюдается температурный скачок, характеризующий резким повышением максимальной суточной температуры воздуха выше 20 °С.

«Слой стока» – количество воды, стекающее с водосбора за интервал времени, равное толщине слоя (в мм), равномерно распределенного по площади этого водосбора [ГОСТ 19179–73..., 1988].

«Коэффициент стока» – отношение величины стока к величине выпавших на площадь водосбора осадков, обусловивших возникновение этой порции стока [Чеботарев, 1978].

Под «холодным периодом» понимается период, когда осадки выпадают на земную поверхность в твердой фазе и отсутствует поверхностный сток на водосборе.

Исходные данные и методика расчета параметров снегового половодья. Для анализа стока снегового половодья использовались данные по ГМС Кызыл-Озек (за период наблюдений 1940–2017 гг.), по гидрологическому посту Майма (1997–2017 гг.) и материалы снегомерных работ, выполненных авторами в 2015–2017 гг. и объединенные в базу данных [Pershin et al., 2020]. Для оценки динамики гидрологических характеристик периода 1997–2017 гг. в сравнении с периодом до начала потепления в конце XX в. использовались имеющиеся данные основных гидрологических характеристик (ОГХ) за период 1940–1975 гг. [Ресурсы..., 1979].

Выделение волн тепла и холода осуществляли на основе расчета суммы суточной температуры воздуха за волну при сопоставлении ее с минимальной и максимальной.

Волна тепла – период от трех и более дней, когда на фоне относительно ровного хода средней суточной температуры воздуха около 0 °С наблюдается всплеск ее значений в среднем на 7 °С (пик) с интенсивностью 4 °С в сутки. На графике этот всплеск принимает форму волны. При данном критерии процесс постепенного потепления (с монотонным увеличением температуры от 0 °С) мы не считаем волной тепла.

Волна холода – период от трех и более дней, когда средняя суточная температура воздуха опускается

ниже 0 °С в среднем на 6 °С (пик) с интенсивностью 4 °С/сут.

Параметры снегового половодья – даты начала и окончания, продолжительность, максимальный расход и дата его наступления, объем и слой стока – определяли на основе следующих данных: среднесуточные расходы воды в р. Майма, суточная температура воздуха и количество осадков, характеристики снежного покрова. Для каждого года строились комплексные графики [Руководство..., 1989], включающие гидрограф половодья, график хода суточных температур воздуха и сумм осадков.

За начало половодья нами в данной работе принималась дата с повышением расходов воды $\delta Q > 15\%$ от значения расхода предшествующей даты. Окончание половодья нами определялось как момент, во время которого происходит нарушение соответствия на комплексном графике между ходом температур и расходов воды, когда дальнейший рост температур не вызывает увеличения расходов [Харшан, 1970], с учетом периода добегания талых вод в речную сеть. Такой подход дает возможность сравнительного анализа характеристик половодья в современный период с более ранними, данные о которых опубликованы в гидрологических справочниках за период 1940–1975 гг. [Ресурсы..., 1979].

Оценка доли талого, дождевого и подземного стока в общем стоке половодья выполнялась путем расчленения гидрографа. Величину подземного стока выделяли путем «срезки» гидрографа по значению устойчивого предвесеннего расхода [Руководство..., 1989]. В талый сток, помимо вод, вызванных таянием снега, были включены жидкие осадки, выпадающие до окончания таяния снежного покрова, поскольку условия их стекания в целом схожи и отделить сток этих осадков от стока талых вод затруднительно [Аполлов, Калинин, Комаров, 1974; Бураков, Иванова, 2010]. На спаде половодья выделялись дождевые паводки, формируемые жидкими осадками, выпавшими после окончания снеготаяния. Выделение дождевых паводков на спаде половодья осуществляется с помощью типовых кривых спада (различные способы их построения представлены в ряде работ [Комлев, Титова, 1966; Аполлов, Калинин, Комаров, 1974; Руководство..., 1989]) либо путем «срезки» отдельных пиков с привлечением гидрометеорологической информации о температуре и осадках.

В данной работе использовался второй подход. В расчетах из объема талого стока исключался не только объем единичных ярко выраженных в гидрографе дождевых паводков, но и общий объем близко расположенных нескольких паводков и разделяющих их дней (1–3, в редких случаях 5) и, возможно, отделяющихся короткими волнами тепла или температур-

ными скачками выше 20 °С [Руководство..., 1989]. В анализе, наряду с датами выпадения дождей в период половодья, в расчет принималось и количество выпавших жидких осадков. Величиной, определяющей значимость паводка, принят слой стока 5 мм.

Время добегания талых вод в речную сеть оценивалось на основе динамики расходов воды в связи с выпадением жидких осадков в период половодья. Анализировались дожди, перед проявлением и в процессе прохождения которых не было волн тепла, либо наблюдающиеся после волны холода.

Расчет коэффициентов стока талых и дождевых вод производился при помощи стандартной методики, применяемой для горных бассейнов [Аполлов, Калинин, Комаров, 1974], с использованием формул:

$$\eta_T = \frac{y_T}{\sum_1^n s_i f_i + \sum_1^n x_{1i} f_i + (h_T + x_{1n}) f_n}, \quad (1)$$

$$\eta_D = \frac{y_D}{\sum_1^n x_{2i} f_i}, \quad (2)$$

где η_T и η_D – коэффициенты стока талых и дождевых вод, y_T и y_D – слой стока талых и дождевых вод, индекс i обозначает высотную зону; s_i – запасы воды в снежном покрове, x_{1i} – количество осадков за время снеготаяния, x_{2i} – количество осадков за время от схода снега в зоне до окончания половодья в расчетном створе; h_T и x_{1n} – соответственно слой стаивания и слой жидких осадков за время снеготаяния на площади f_n , занятой ледниками (для бассейнов с современным оледенением).

В расчетах использовались средневзвешенные снеготопы по бассейну, полученные на основе статистической обработки данных полевых снегомерных работ (2015–2017 гг.) и алгоритма картографического моделирования снеготопы с использованием ландшафтной картографической основы, с учетом разнообразия наземных покровов и особенностей рельефа [Лубенец, Черных, Першин, 2018; Лубенец, Черных, 2019].

При установлении даты окончания снеготаяния использовались следующие данные: 1) дата схода снежного покрова на площадке гидрометеостанции Кызыл-Озёк; 2) сокращение относительной площади бассейна, покрытой снегом, на основе данных космических снимков Landsat-8 и Sentinel-2. Дата схода снега определялась при сокращении его площади до 10–15 % от общей площади бассейна [Аполлов Калинин, Комаров, 1974].

В связи с тем, что в пределах изучаемого бассейна статистически значимой связи снегонакопления и абсолютной высоты не установлено, при расчете жидких осадков их распределение принято безградиентным. В качестве аналога при анализе зависимости осадков от высоты был принят смежный и схожий по физико-географическим условиям бассейн р. Сема, в пределах которого проводились инструментальные наблюдения за твердыми и жидкими осадками в раз-

ных высотных зонах. Материалы показали, что четкая вертикальная зональность осадков наблюдается лишь в верховьях бассейна, а в нижней части бассейна до с. Топучая (абсолютная высота 1 100 м) сумма осадков с высотой практически не изменяется [Комлев, Титова, 1966]. Формулы для расчета коэффициентов талого и дождевого стока в таком случае выглядят следующим образом:

$$\eta_{\Gamma} = \frac{y_{\Gamma}}{s+x_1}, \quad (3)$$

$$\eta_{\text{д}} = \frac{y_{\text{д}}}{x_2}, \quad (4)$$

где s – средние по бассейну запасы воды в снежном покрове, x_1 – количество осадков за время снеготаяния, x_2 – количество осадков за время от схода снега до окончания половодья (по данным гидрометеостанции Кызыл-Озёк).

Результаты и обсуждение

Река Майма и ее притоки имеют преимущественно снеговое питание с участием дождевого и грунтового [Ресурсы..., 1969; Галахов, 2015]. Половодье достаточно отчетливо выделяется на фоне зимней и летней межени. Объем половодья, сроки его начала и окончания, форма гидрографа для каждого конкретного года во многом определяются динамикой основных метеопараметров в холодный период, предшествующий снеговому половодью; датами начала и окончания снеготаяния, особенностями хода температур и количества осадков в период снеготаяния.

Тенденции изменения температуры воздуха и количества осадков холодных периодов 1997–2017 гг. Современная динамика среднегодовой температуры на территории Западной Сибири выражается устойчивым положительным трендом (0,34 °C / 10 лет) [Ипполитов и др., 2014; Доклад..., 2018]. При этом процесс потепления неодинаков в различные сезоны: с середины 1990-х гг. после быстрого потепления для зим появилась обратная тенденция, что обусловило некоторое замедление темпов роста годовой температуры. На большей части территории наблюдается рост годового количества осадков. В отличие от изменений температуры, имеющих глобальный характер, динамика жидких и твердых осадков часто имеет противоположные тренды в различных регионах [Ипполитов и др., 2014]. На Алтае с конца 1960-х гг. наблюдается снижение годовой суммы осадков, в основном за счет зимних месяцев [Сухова, Модина, 2007]. При этом в последнее десятилетие наблюдается увеличение повторяемости многоснежных зим [Харламова, Казарцева, Дьякова, 2016].

По результатам анализа на гидрометеостанции Кызыл-Озёк к концу всего периода наблюдений (1940–2017 гг.) просматривается монотонное увели-

чение значений средней суточной температуры воздуха в холодные периоды (рис. 1). Период с 1997 по 2017 г. характеризуется превышением средней температуры холодного периода на 0,7 °C (средняя температура –10,6 °C) по сравнению со средней температурой за весь период исследований на метеостанции (–11,3 °C). Наблюдается четыре наиболее холодные зимы (1997/98, 2011/12, 2010/11, 2009/10) с температурой на 3,1–3,6 °C ниже средней за период наблюдений; четыре менее холодные зимы (1998/1999, 2004/05, 2005/06, 2012/13) – на 0,1–0,4 °C. Больше половины зим из периода исследований (1996/97, 1999/00, 2000/01, 2002/03, 2003/04, 2006/07, 2007/08, 2008/09, 2013/14, 2014/15, 2015/16, 2016/17) относятся к теплым (значения средней суточной температуры равно (–11,3 °C) или выше (–6,3...–11,2 °C) на 0,1–5 °C средней температуры за период наблюдений). Нет очень холодных зим (со средней температурой ниже –14 °C), как свойственно девяти зимам из всего периода наблюдений на гидрометеостанции (рис. 1).

Зимы первой половины исследуемого периода в целом теплее (средние температуры от –6,3 до –11,7 °C), чем зимы с 2007/08 по 2013/14 гг. (–10,2...–13,9 °C), за исключением 1997/98 и 1998/99 (–13,4 и –11,5 °C соответственно). С 2014/15 г. и до окончания периода изучения начинается вновь повышение средней суточной температуры (–8,2...–9,3 °C).

За исследуемый период с 1997 по 2017 г. наблюдалось незначительное повышение количества осадков. Близкое к среднему (142 мм) от 124 до 161 наблюдалось в 30 % из изучаемых зим (1998/99, 2001/02, 2002/03, 2003/04, 2004/05, 2007/08). Количество осадков выше среднего (161–223 мм) отмечалось в 35 % случаев: 2000/01, 2005/06, 2008/09, 2009/10, 2012/13, 2014/15, 2016/17; ниже среднего (69–124 мм) – в 35 %: 1997/98, 1999/00, 2006/07, 2010/11, 2011/12, 2013/2014, 2015/16. Наиболее снежными являются зимы 2016/17 (сумма осадков 223 мм) и 2009/10 гг. (223 мм). Резкое уменьшение количества осадков по сравнению с другими зимами периода исследования характерно для зим 2006/07 (80 мм) и 2011/12 (69 мм).

Особенности проявления волн тепла и холода во время снегового половодья (1997–2017 гг.). Сход снежного покрова на метеостанции Кызыл-Озёк наблюдается в период с 24 марта по 27 апреля. Чаще это происходит в первой (35 % от общего количества рассматриваемых лет), второй (30 %) и в третьей (30 %) декадах апреля. Наиболее ранние сроки схода снега (10 %) приходятся на третью декаду марта. Продолжительность и интенсивность снеготаяния зависят от величины снеготалого перед началом таяния и от хода температур в начале весеннего сезона. Кроме того, важнейшей характеристикой, имеющей нередко определяющее значение в установ-

лении максимальных расходов воды в реке, является проявление во время прохождения волны тепла рез-

кого повышения (близкое 20 °С и выше) максимальной суточной температуры воздуха.

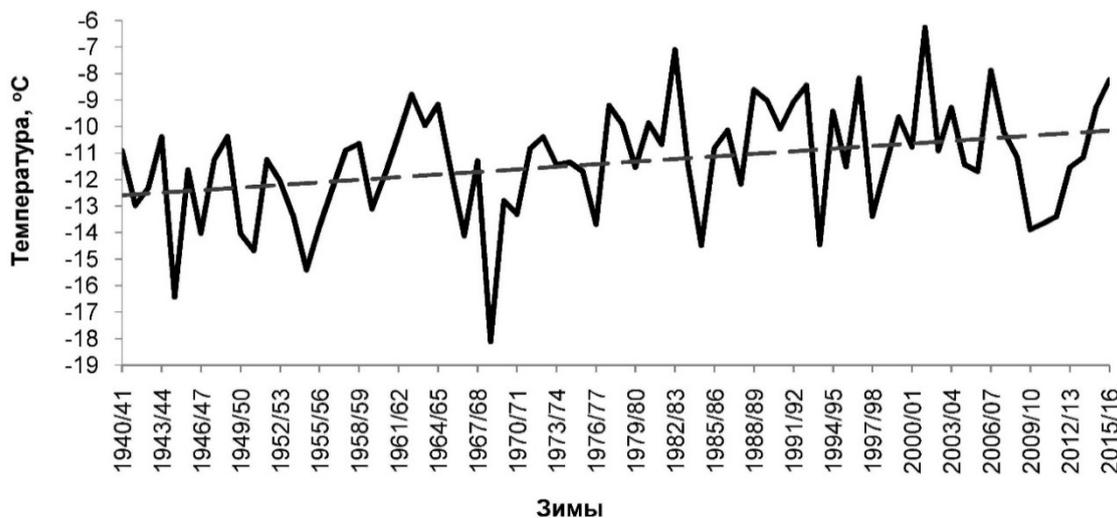


Рис. 1. Тенденция изменения средней суточной температуры воздуха за холодный период на метеостанции Кызыл-Озёк (1940–2017 гг.)

Fig. 1. Tendency in average daily temperatures for the cold period at the Kyzyl-Ozek weather station (1940–2017)

Проведенный на основе данных [http://www.meteo.ru] анализ суточных температур воздуха (средних и максимальных) за период с 1997 по 2017 г. показывает, что за половодье проявляются в среднем четыре волны тепла (включая кратковременные скачки максимальной температуры воздуха выше 20 °С на фоне постепенного потепления); минимальное количество проявлений – 1 (2016 г.), максимальное – 8 (2000 г.). Средняя продолжительность волны составляет 7 дней. Средняя за рассматриваемый период дата образования волны тепла, при условии последующей ее смены волной холода, наблюдается в первой фазе половодья (11-й день

после начала). Максимально позднее проявление отмечается на 24-й день от начала половодья (например, в 2003 г.). В большинстве изучаемых лет волны тепла образуются в третьей декаде марта (35 % от общего количества рассматриваемых лет) и в первой декаде апреля (30 %). Наименьшее количество (5 %) отмечается в первой декаде мая.

Во время прохождения волны тепла нередко проявляется резкий рост максимальной суточной температуры воздуха близкий или выше 20 °С продолжительностью от двух дней. Это наблюдается в среднем в третьей фазе половодья на 36-й день (табл. 1).

Таблица 1
Характеристика наибольшего расхода воды и волн тепла в снеговое половодье в бассейне р. Майма (рассчитано по материалам [http://www.meteo.ru; Ежегодные..., 1997–2017])

Table 1
Characteristics of maximum water discharge and heat waves during snowmelt flood in the Maima river basin (calculated from the materials [http://www.meteo.ru; Annual..., 1997–2017])

Период	Наибольший расход воды		Волна тепла			
	Дата	м ³ /с	Дата начала и окончания	Длительность, сут	Колебания температуры воздуха за волну, °С	Сумма температур за волну, °С
<i>С повышением максимальной суточной температуры воздуха (близкой или выше 20 °С)</i>						
1998	30.04	39,7	30.04–01.05	2	20,4–21,0	41,4
1999	30.04	47,4	30.04–07.05	8	19,8–30,0	213,7
2003	25.04	59,0	25.04–29.04	5	19,7–29,7	116,5
2004	15.04	110,0	15.04–16.04	2	19,5–20,9	40,4
2005	22.04	71,5	19.04–22.04	9	20,7–27,7	218,2
2006	19.04	83,5	18.04–19.04	2	21,3–23,4	44,7
2007	08.04	28,1	06.04–08.04	3	20,3–23,5	66,1
2010	28.04	86,1	25.04–30.04	6	22,9–30,5	157,1

Период	Наибольший расход воды		Волна тепла			
	Дата	м ³ /с	Дата начала и окончания	Длительность, сут	Колебания температуры воздуха за волну, °С	Сумма температур за волну, °С
2011	13.04	41,6	10.04–16.04	8	21,1–29,3	191,7
2013	14.04	91,4	13.04–14.04	2	26,7–27,5	54,2
2014	02.04	37,4	01.04–03.04	3	24,5–27,5	77,8
2015	14.04	77,5	11.04–12.04	2	23,8–27,2	51,0
2000*	17.04	53,9	14.04–15.04	2	20,6–22,2	44,8
<i>С повышением средней суточной температурой воздуха выше 0 °С</i>						
2001*	17.04	81,7	10.04–16.04	7	2,2–12,8	57,3
2002*	11.04	24,9	08.04–11.04	4	0,6–7,0	15,9
2008	08.04	36,3	28.03–05.04	8	9,5–15,3	35,1

Примечание. Наибольший расход воды в реке сформировался при влиянии двух факторов: 1) прохождение волны тепла; 2) проявление периода дождей.

Note. Maximum water discharge in the river was formed under the influence of two factors: 1) heat waves; 2) rainy season.

Средняя минимальная сумма положительных температур воздуха за волну тепла 27,0 °С, средняя максимальная – 189,2 °С. При этом максимальная суточная температура за одну волну тепла колеблется в интервале 21–35,5 °С (максимум 35,5 °С наблюдался в 2004 г. в третьей фазе половодья; близкое к максимальному значению (34,6 °С) – в 1999 г. во второй фазе).

Волна холода в среднем проявляется один раз, максимально – три. Для четырех лет из двадцатилетнего периода нехарактерно проявление волн холода. Начало волн холода отмечается во второй (31 %) – третьей (25 %) декадах марта и в первой декаде апреля (38 %); редко (6 %) – во второй и третьей декадах апреля. Продолжительность волн холода незначительная – в среднем 3 дня. Наиболее длинная волна (9 дней) отмечалась весной 2005 и 2006 гг.

Максимальные суммы отрицательных температур воздуха колеблются в пределах от –3 до –48,9 °С; минимальные – от –1,1 до –41,7 °С. Наибольшие значения суммы температур (–48,9 °С) характерны для волны холода, отмеченной весной 2010 г. во второй фазе половодья (с 18-го по 24-й день от начала половодья); близкое к наибольшему со значением более –30 °С – в 2002 (волна длится 5 дней), 2003 (9 дней) и 2006 (9 дней) гг.

Волны холода с наиболее низкими температурами (минимальная температура за сутки ниже –15 °С) наблюдаются в первую-вторую фазу половодья 2001 (–17,8 °С), 2005 (–16,2 °С), 2009 (17,7 °С) и 2011 гг. (17,0 °С).

Динамика основных гидрологических характеристик снегового половодья. Анализ динамики расходов половодья на р. Майма по данным гидропоста в с. Майма в 1997–2017 гг. [Ежегодные..., 1997–2017] и сравнение полученных данных с характеристиками половодья в период 1940–1975 гг. [Ресурсы..., 1979], предшествующий началу значительного потепления,

позволил выявить ряд особенностей (см. табл. 1). Половодье на реке в период 1997–2017 гг. начинается обычно в третьей декаде марта (60 % случаев за период наблюдений), реже – во второй декаде марта (25 %) и первой декаде апреля (15 %). Средняя дата начала половодья – 24 марта. Окончание приходится на май (вторая–третья декады), нередко сопровождается осадками, вызывающими пиковые повышения расходов воды. По сравнению с периодом 1940–1975 гг. [Ресурсы..., 1979], происходит смещение сроков начала и окончания половодья, а также даты наибольшего расхода воды на 5–6 дней на более ранние сроки при сохранении продолжительности половодья. Очевидно, это связано с повышением температуры и сокращением холодного периода. В период 1997–2017 гг. относительно предыдущего, отмечается незначительное (на 3,5 %) сокращение годового стока, связанное с уменьшением количества осадков, в том числе в зимний период. Наиболее показательное изменение внутригодового распределения стока. Суммарный слой стока половодья в период с 1997–2017 гг. сократился на 28,8 % по сравнению с периодом 1940–1975 г. С начала наблюдений доля стока половодья в годовом стоке сократилась с 49,2 до 36 % (табл. 2).

Подобное перераспределение стока рек, выраженное в увеличении меженного стока, особенно зимнего, за счет уменьшения доли стока половодья в последние десятилетия наблюдается повсеместно на территории России и Западной Сибири [Водные ресурсы..., 2008; Попова, Шмакин, Симонов, 2010]. Механизм внутригодового перераспределения стока связан, в первую очередь, с повышением температур в холодный период и, как следствие, уменьшением глубины промерзания почвы. Эти процессы вызывают увеличение зимнего стока и уменьшение талого стока весной за счет потерь на инфильтрацию [Калужный, Лавров, 2012].

Основные характеристики половодья в 1940–1975 гг. [Ресурсы..., 1979] и 1997–2017 гг.
(рассчитано авторами по материалам [http://www.meteo.ru])

Main flood characteristics of 1940–1975 [Resources..., 1979] and 1997–2017
(calculated by the authors from the materials [http://www.meteo.ru])

Характеристика	Период	
	1940–1975	1997–2017
Средняя дата начала половодья	30.03	24.03
Средняя дата окончания половодья	23.05	18.05
Средняя дата наибольшего срочного расхода воды	21.04	15.04
Наибольший среднесуточный расход воды за половодье, м ³ /с	88	60
Средняя продолжительность половодья, сут	55	56
Годовой слой стока, мм	352	340
Суммарный слой стока за половодье, мм	170	121
Сток за половодье, % от годового	47,5	36

Расходы воды и сток половодья за период 1997–2017 гг. Наибольшие значения средних расходов воды за половодье (более 24 м³/с при среднем за период 19,4 м³/с) наблюдались в 2001, 2005, 2006, 2015, 2017 гг., наименьшие (менее 15 м³/с) – в 2007, 2008, 2012 и 2014 гг.; близкие к средним – в 1999, 2004, 2010 и 2016 гг.

Средняя дата наступления максимального расхода половодья – 15 апреля. Максимальные расходы (20,6–110 м³/с) на реке наблюдаются в среднем через 24 дня после начала половодья (минимально – через 7, максимально – через 45 дней). Максимальный за исследуемый период расход (110 м³/с) отмечен 15 апреля 2004 г. Интересной особенностью является то, что многоводные годы характеризуются более поздним началом половодья – на 3–13 дней позже средней даты наступления.

Выделяются основные факторы, определяющие время прохождения максимальных расходов воды р. Майма. Больше чем в половине исследуемых лет (1998, 1999, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2010, 2011, 2013, 2014, 2015) максимальные расходы формируются в результате проявления первой за половодье волны тепла с резким повышением суточной температуры воздуха – максимальная температура около 20 °С и выше (за исследуемый период колебания от 19,5 до 30,5 °С) и сумма за всю волну более 40 °С (40,4–218,2 °С) и наблюдаются в первые-вторые, реже третьи сутки после роста температуры (см. табл. 2). Например, в период половодья в 2007 г. максимальный расход 28,1 м³/с был зафиксирован в конце трехдневной волны тепла с выраженным резким подъемом максимальной суточной температуры от 20,3 до 23,5 °С и суммой за всю волну 66,1 °С.

Формирование высоких расходов во многом зависит от выпадения жидких осадков во время половодья. Так, в 2009, 2012, 2016 и 2017 гг. максимальные

расходы воды проявились в середине или конце периода дождей (табл. 3). При этом величина расходов зависит от суммы выпавших осадков: меньшее количество (8,8 мм) соответствует низкому значению расходов – 20,6 м³/с (2012 г.) и наоборот: 63,2 и 49,2 мм – 73,9 и 92,4 м³/с (2016 и 2017 гг. соответственно). Пик максимальных расходов в большинстве случаев наблюдается на вторые–третьи сутки после начала дождей. Так, например, 13–19 апреля 2017 г. дожди с суммой 49,2 мм на спаде половодья вызвали с 13-го по 20-е апреля резкое увеличение расходов воды в реке (максимальный расход 77,1 м³/с) (табл. 3).

В некоторых случаях максимальные расходы воды в р. Майма наблюдаются во время или после прохождения волны тепла, следующей за выпадением жидких осадков. Такая ситуация характерна для четырех из изучаемых половодий – 2000, 2001, 2002, 2015 гг. (см. табл. 1, 3). В 2001 г. наибольший расход воды зафиксирован после длительной (7 сут) волны тепла со средней суточной температурой воздуха от 2,2 до 12,8 °С и ее суммой 57,3 °С, и на вторые сутки дождей с суммой осадков за два дня 14,5 мм.

Анализ динамики расходов воды после начала снеготаяния в результате выпавших жидких осадков и с учетом условий проявления волн холода позволил определить период добегающих вод в речную сеть. При этом исключалось влияние сопутствующих факторов, в первую очередь, повышения температуры воздуха, усиливающего снеготаяние и дополнительный приток воды в реку.

После периода дождей с суммой осадков более 5 мм, а также при быстром нарастании положительных температур воздуха (минимальные значения средней суточной температуры воздуха за волну 5 °С), поступление вод в речную сеть наблюдается чаще всего в первые сутки. Так, например, в половодье 2005 г. значительное повышение расходов воды

(61 % от предыдущих суток) с 15-го по 18-е апреля спровоцировано дождями суммой 35,8 мм. При этом до дождей проявлялась 9-дневная волна холода, а во время дождей повышения суточных температур не наблюдалось.

Оценка доли талых вод в общем объеме стока половодья (1997–2017 гг.). С помощью расчленения гидрографа нами был рассчитан слой стока половодья каждого года с выделением талого стока (табл. 4, рис. 2, приведен пример за 2015 г.).

Доля талого стока в общем стоке половодья изменяется в разные годы от 59 до 92 %, составляя в среднем 80 %. Как правило, для рек, имеющих значительную долю талых вод в стоке половодья, статистические зависимости стока половодья от снего-

запасов (либо сумм осадков) имеют линейный характер с коэффициентами корреляции от 0,7 до 0,9 и выше [Аполлов, Калинин, Комаров, 1974]. Для периода с 1997–2017 гг. было проанализировано соотношение сумм твердых осадков и талого стока с использованием данных наблюдений на гидрометеостанции Кызыл-Озёк. Получена линейная зависимость (коэффициент корреляции 0,84) слоя талого стока от суммы твердых осадков за холодный период (рис. 3). Значимый коэффициент корреляции показывает наличие связи между этими двумя параметрами. При уточнении этой статистической связи и проверке на независимом материале возможно использовать полученные материалы для долгосрочных прогнозов стока половодья.

Таблица 3

Характеристика периода дождей и наибольшего расхода воды в снеговое половодье в бассейне р. Майма (рассчитано по материалам [http://www.meteo.ru; Ежегодные..., 1997–2017])

Table 3

Characteristics of a rainy season and maximum water discharge during snowmelt flood in the Maima River basin (calculated from the materials [http://www.meteo.ru; Annual..., 1997–2017])

Период*	Наибольший расход воды		Период дождей		
	Дата	м ³ /с	Дата начала и окончания	Длительность, сут	Сумма осадков, мм
2000**	17.04	53,9	16.04–17.04	2	15,7
2001**	17.04	81,7	16.04–17.04	2	14,5
2002**	31.03/11.04	24,9	25.03–31.03/11.04	5/1	23,3/9,4
2009	08.04	47,8	05.04–07.04	3	22,2
2012	08.04	20,6	06.04–08.04	3	8,8
2015**	14.04	77,5	13.04–14.04	2	17,1
2016	13.04	73,9	07.04–13.04	7	63,2
2017	19.04	92,4	13.04–19.04	7	49,2

Примечание. * Взяты годы с «чистыми» дождевыми паводками – классические формы, четко обособленные на гидрографе, не осложненные многопиковыми структурами; ** наибольший расход воды в реке сформировался при влиянии двух факторов: 1) прохождение волны тепла (табл. 1); 2) выпадение дождей.

Note. * Years with "pure" rain floods are taken into account – classic forms, clearly separated on the hydrograph, not complicated by multi-peak structures; ** maximum water discharge in the river was formed under the influence of two factors: 1) heat wave (table 1); 2) rains.

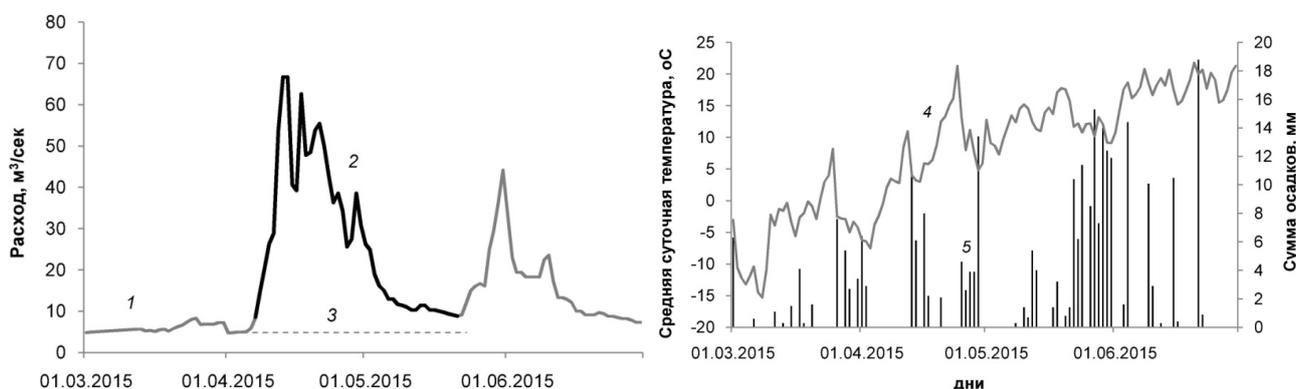


Рис. 2. Ход гидрометеорологических элементов в 2015 г.

1 – средние суточные расходы воды, м³/с; 2 – отдельно выделены период половодья (2) и подземный сток (3); 4 – средние суточные температуры, °С; 5 – суточные суммы осадков, мм (гидропост р. Майма – с. Майма, метеостанция Кызыл-Озек)

Fig. 2. A graph hydrometeorological parameters, 2015

1 – average daily discharges, м³/s; 2 – average daily discharges during high water, м³/s; 3 – underground runoff, м³/s; 4 – average daily temperatures, °C; 5 – precipitation total, mm (the Maima gauge at Maima village, to the Kyzyl-Ozek)

Характеристики холодного периода и снегового половодья в бассейне р. Майма (1997–2017 гг.)
(рассчитано по материалам [http://www.meteo.ru; Ежегодные..., 1997–2017])

Characteristics of a cold period and snowmelt flood in the Maima river basin (1997-2017)
(calculated from the materials [http://www.meteo.ru; Annual..., 1997–2017])

Гидрологический год	Холодный период			Коэффициент снежности	Половодье			Сумма осадков, мм		Слой стока, мм		Средний расход воды за половодье, м ³ /с	Доля талого стока в стоке половодья, %
	Начало, дата	Окончание, дата	Продолжительность, сут		Начало, дата	Окончание, дата	Продолжительность, сутки	Холодный период	Расчетное половодье	Общий за половодье	Слой талого стока		
1997/98	12.11	27.03	136	0,84	1.04	15.05	45	119,5	106,4	81,4	66,0	16,3	81,1
1998/99	12.11	31.03	140	0,90	3.04	24.05	52	128,0	93,6	108,4	94,0	18,8	86,7
1999/00	10.11	21.03	133	0,84	29.03	25.05	57	119,3	139,1	148,0	115,0	23,0	77,7
2000/01	19.10	13.03	149	1,38	26.03	26.05	64	195,3	140,6	191,6	170,0	27,0	88,7
2001/02	28.10	13.03	137	0,91	13.03	8.05	57	128,4	99,4	101,3	72,0	16,0	71,1
2002/03	8.11	24.03	137	0,95	27.03	29.05	65	134,3	78,6	108,1	88,0	15,3	81,4
2003/04	30.10	26.03	149	1,14	31.03	20.05	50	161,2	134,8	138,5	124,0	21,8	89,5
2004/05	1.11	20.03	140	0,90	24.03	20.05	58	127,9	153,5	140,1	124,0	24,7	88,5
2005/06	3.11	20.03	138	1,40	27.03	25.05	60	197,7	223,7	181,1	140,0	27,2	77,3
2006/07	21.11	12.03	112	0,56	20.03	27.04	39	79,7	55,4	47,5	35,0	11,0	73,6
2007/08	24.10	16.03	145	0,88	19.03	17.05	60	124,1	78,5	95,1	78,0	14,3	82,0
2008/09	14.11	20.03	127	1,21	21.03	17.05	58	171,8	80,8	111,4	95,0	17,4	85,2
2009/10	23.10	17.03	146	1,57	19.03	14.05	57	222,5	60,4	126,7	113,0	20,1	89,2
2010/11	19.11	19.03	119	0,83	25.03	14.05	51	118,3	58,0	91,3	72,0	16,2	78,8
2011/12	30.10	15.03	138	0,49	21.03	15.05	56	68,9	84,7	61,1	41,0	9,9	67,1
2012/13	1.11	10.03	130	1,20	11.03	14.05	65	169,6	85,9	161,4	148,0	22,4	91,7
2013/14	21.11	9.03	109	0,53	21.03	7.05	48	75,0	79,2	76,3	57,0	14,4	74,7
2014/15	9.11	2.04	109	1,15	7.04	21.05	45	163,5	76,4	136,3	105,0	27,3	77,1
2015/16	2.11	3.03	123	0,75	12.03	11.05	61	106,2	176,5	127,7	75,0	18,9	58,7
2016/17	13.10	16.03	155	1,58	27.03	27.05	62	223,4	144,2	177,0	147,0	25,9	83,1
Среднее	5.11	19.03	134	–	24.03	18.05	56	141,7	107,5	120,5	98,0	19,4	80,2

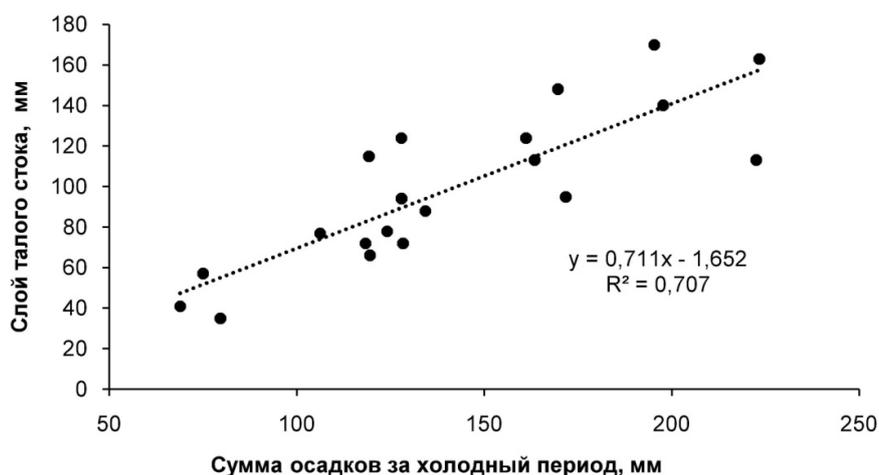


Рис. 3. Зависимость слоя талого стока от суммы осадков за холодный период (1997–2017 гг.) по ГМС Кызыл-Озек и гидрологическому посту р. Майма – с. Майма

Fig. 3. Dependence of snowmelt-runoff depth and winter precipitation total according to the Kyzyl-Ozek weather station, the Maima gauge at Maima village (1997–2017)

Коэффициенты стока талых и дождевых вод рассчитаны на основе расчленения гидрографа и выполненной приближенной оценки слоя талого и дождевого стока. Для этого отдельно анализировались годы, для которых имеются средневзвешенные снегозапасы по бассейну, полученные в результате снегомерных съемок (табл. 5). В период половодья с 2015 по 2017 г. коэффициент талого стока изменялся от 0,59 до 0,81, в среднем составив 0,69. Эта величина близка к оценкам А.М. Комлева для бассейна р. Семы (0,65–0,87) [Комлев, Титова, 1966] и Ш.А. Харшана в целом для рек Алтая (0,7–0,9) [Харшан, 1970]. Межгодовые различия в коэффициентах талого стока объясняются неодинаковыми синоптическими условиями каждого конкретного года, определяющими суммар-

ные потери талого стока на инфильтрацию (степень увлажнения и промерзания грунтов) и испарение со снежного покрова и почвы. Наиболее высокий коэффициент талого стока 0,81 отмечен весной 2016 г. Вероятно, это связано с тем, что предшествующая зима, в отличие от двух других, была малоснежной, что способствовало большему промерзанию почвогрунтов и уменьшению потерь талого стока. На спаде половодья, после окончания снеготаяния и оттаивания почвогрунтов, коэффициенты стока закономерно уменьшаются [Комлев, Титова, 1966; Харшан, 1970; Аполлов, Калинин, Комаров, 1974]. Установлено, что в 2015–2017 гг. коэффициенты дождевого стока в 3–3,5 раза ниже и меняются из года в год менее значительно, чем коэффициенты талого стока.

Таблица 5

Характеристики стока половодья в 2014/15–2016/17 гг. и суммы осадков, участвующих в его формировании (рассчитано по материалам [<http://www.meteo.ru>; Ежегодные..., 1997–2017] и данным снегомерных съемок)

Table 5

Characteristics of flood runoff in 2014/15–2016/17 and precipitation involved (calculated from the materials [<http://www.meteo.ru>; Annual..., 1997–2017] and data from snow surveys)

Гидрологический год	Сумма осадков, мм			Слой стока половодья, мм			Коэффициенты стока		Доля талого стока, %	
	s	x ₁	x ₂	У _т	У _д	У _{общ}	η _т	η _д	В стоке половодья	В годовом стоке
2014/15	110	67,3	47	105,0	9,0	136,3	0,59	0,19	77	41
2015/16	70	22,6	153,9	75,0	36,0	127,7	0,81	0,23	59	27
2016/17	152	66,8	81,4	147,0	18,0	177,0	0,67	0,22	83	40

Примечание. s – средние по бассейну снегозапасы; x₁ – количество осадков за время снеготаяния; x₂ – количество осадков за время от схода снега до окончания; у_т и у_д – слой стока талых и дождевых вод; у_{общ} – слой стока половодья, включая талый, дождевой и подземный сток; η_т и η_д – коэффициенты стока талых и дождевых вод.

Note. s – average snow-water equivalent reserves in the basin; x₁ – precipitation amount for a snowmelt period; x₂ – precipitation amount for the period from start to end of snow melting; у_т and у_д – melt and rainwater runoff depth; у_{total} – flood runoff depth, including snowmelt, rain and underground runoff; η_т and η_д – coefficients of snowmelt and rainwater runoff.

Выводы

1. На р. Майма максимальные расходы (20,6–110 м³/с) фиксируются в среднем на 24-й день после начала снегового половодья в результате проявления первой за половодье волны тепла с резким повышением суточной температуры воздуха близкой и выше 20 °С, и наблюдаются чаще всего в первые–вторые сутки после роста температуры либо на вторые–третьи сутки после выпадения сильных дождей.

2. Период 1997–2017 гг. характеризуется значительным сокращением годового стока, что связано с уменьшением годовой суммы осадков, в первую очередь за счет зимних месяцев. При этом наблюдается внутригодовое перераспределение стока, выраженное в уменьшении доли стока половодья в годовом стоке и смещении сроков половодья, обусловленное ростом температур и сокращением продолжительности холодного периода.

С начала наблюдений доля стока за половодье в годовом стоке сократилась с 49,2 до 36 %. Сроки начала, окончания половодья и даты наибольшего расхода воды наблюдаются на 5–6 дней раньше. По сравнению с периодом 1940–1975 гг. суммарный слой стока за половодье сократился на 28,8 %; наибольшие среднесуточные расходы половодья уменьшились на 31,8 %.

3. Во время половодья 2015–2017 гг. коэффициент талого стока составил от 0,59 до 0,81, в среднем 0,69. Наиболее высокий коэффициент талого стока (0,81) отмечен весной 2016 г. после малоснежной зимы. Вероятно, это связано с большим промерзанием почвогрунтов и меньшими потерями талого стока на инфильтрацию. Коэффициенты дождевого стока в 3–3,5 раза ниже и меняются из года в год менее значительно, чем коэффициенты талого стока. Доля талого стока в годовом стоке в эти годы составила от 27 до 41 %.

Список источников

- Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д.** Курс гидрологических прогнозов. Л. : Гидрометеорологическое издание, 1974. 420 с.
- Атлас Алтайского края.** Т. 1. Москва ; Барнаул : Изд-во ГУГК, 1978. 226 с.
- Бураков Д.А., Иванова О.И.** Анализ формирования и прогноз стока весеннего половодья в лесных и лесостепных бассейнах рек Сибири // *Метеорология и гидрология.* 2010. № 6. С. 87–1100.
- Водные ресурсы России и их использование.** СПб. : Государственный гидрологический институт, 2008. 598 с.
- Галахов В.П.** Оценка объема стока периода половодья в бассейне Томи по ежегодным снегозапасам // *Горный информационно-аналитический бюллетень.* 2009. Т. 17. С. 292–295.
- Галахов В.П.** Условия формирования половодья малой горной реки (по исследованиям в бассейне реки Майма) // *Известия Алтайского отделения географического общества.* 2015. № 3 (38). С. 35–40.
- ГОСТ 19179–73.** Гидрология суши. Термины и определения. М. : Издательство стандартов, 1988. 110 с.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2017 год.** М., 2018. 69 с.
- Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши.** Ч. 1: Реки и каналы. Т. 1: Российская Федерация. Вып. 10: Бассейны Оби (от верховьев до с. Александровского), Оми, Тары (в пределах Новосибирской обл.). Новосибирск, 1997–2017.
- Ипполитов И.И., Логинов С.В., Харюткина Е.В., Морару Е.И.** Изменчивость климата азиатской территории России в 1975–2012 гг. // *География и природные ресурсы.* 2014. № 4. С. 13–21.
- Калюжный И.Л., Лавров С.А.** Основные физические процессы и закономерности формирования зимнего и весеннего стока рек в условиях потепления климата // *Метеорология и гидрология.* 2012. № 1. С. 68–81.
- Комлев А.М., Титова Ю.В.** Формирование стока в бассейне Катунь (Горный Алтай). Новосибирск : Наука, 1966. 155 с.
- Лубенец Л.Ф., Черных Д.В.** Внутриландшафтное распределение снегозапасов в бассейне р. Майма (низкогорья Русского Алтая) // *Лед и Снег.* 2019. Т. 59, № 3. С. 319–332.
- Лубенец Л.Ф., Черных Д.В., Першин Д.К.** Особенности пространственной дифференциации снежного покрова в низкогорных ландшафтах Русского Алтая (на примере бассейна р. Майма) // *Лед и Снег.* 2018. Т. 58, № 1. С. 56–64.
- Попова В.В.** Вклад снегозапасов в изменения стока крупнейших рек бассейна Северного Ледовитого океана в период современного потепления // *Лед и Снег.* 2011. № 3 (115). С. 69–78.
- Попова В.В., Шмакин А.Б., Симонов Ю.А.** Изменения снегозапасов и жидких осадков и их роль в колебаниях стока крупнейших рек бассейна Северного Ледовитого океана при современном потеплении // *Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем.* 2010. Т. 23. С. 109–127.
- Ресурсы поверхностных вод СССР.** Т. 15: Алтай и Западная Сибирь, вып. 1: Горный Алтай и Верхний Иртыш / под ред. В.А. Семенова. Л. : Гидрометеорологическое издательство, 1969. 308 с.
- Ресурсы поверхностных вод.** Основные гидрологические характеристики. Т. 15: Алтай, Западная Сибирь и Северный Казахстан. Вып. 1. Верхняя и Средняя Обь. Л. : Гидрометеорологическое издание, 1979. 487 с.
- Руководство по гидрологическим прогнозам.** Вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементы водного режима рек и водохранилищ. Л. : Гидрометеорологическое издание, 1989. 357 с.
- Сухова М.Г., Модина Т.Д.** Современные изменения температурного режима воздуха и режима увлажнения на Алтае как проявление регионального изменения климата // *Мир науки, культуры, образования.* 2007. № 2 (5). С. 14–18.
- Таратунин А.А.** Наводнения на территории Российской Федерации. Екатеринбург : Изд-во Российский научно-исследовательский институт комплексного использования и охраны водных ресурсов, 2008. 432 с.
- Харламова Н.Ф., Казарцева О.С., Дьякова Г.С.** Изменчивость толщины снежного покрова, снегозапасов и снежности зим на территории Алтайского края за период 1966–2015 гг. // *Географические исследования молодых ученых в регионах Азии.* Материалы Всерос. молодежной конф. с междунар. участием (Барнаул – Белокуриха, 7–11 ноября 2016 г.) / ред. О.В. Останин. Барнаул : Пять плюс, 2016. С. 41–45.
- Харшан Ш.А.** Долгосрочные прогнозы стока горных рек Сибири // *Труды Гидрометцентра СССР.* Вып. 65. Л. : Гидрометеорологическое издание, 1970. 211 с.
- Хромов С.П., Мамонтова Л.И.** Метеорологический словарь. Л. : Гидрометеорологическое издание, 1974. 568 с.
- Чебогарев А.И.** Гидрологический словарь. Л. : Гидрометеорологическое издание, 1978. 308 с.
- Черных Д.В., Самойлова Г.С.** Ландшафты Алтая (Республика Алтай и Алтайский край). Карта. М-б 1 : 500 000. Новосибирск : Новосибирская картографическая фабрика, 2011.
- URL: <http://www.meteo.ru>
- URL: https://geogra-phy_ru.academic.ru/6511/
- Словарь по географии** // Словари и энциклопедии на Академике. URL: https://geography_ru.academic.ru/6511/.
- Berghuijs W.R., Woods R.A., Hrachowitz M.A.** Precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow // *Nature Climate Change.* 2014. V. 4 (7). P. 583–586.
- Brown R.D., Robinson D.A.** Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty // *The Cryosphere.* 2011. V. 5. P. 219–229.
- Han L.J., Tsunekawa A., Tsubo M. et al.** Spatial variations in snow cover and seasonally frozen ground over northern China and Mongolia, 1988–2010 // *Global and Planetary Change.* 2014. V. 116. P. 139–148.
- Holko L., Gorbachova L., Kostka Z.** Snow Hydrology in Central Europe // *Geography Compass.* 2011. No. 5 (4). P. 200–218.
- Pershin D., Chernykh D., Lubenets L., Biryukov R., Zolotov D.** Snow surveys in the south of the Western Siberia (Russia) // *Mendeley Data.* 2020. V. 4. doi: 10.17632/8f4ky92by9.4.
- Shen Y.P., Wang G.Y., Su H.C. et al.** Hydrological processes responding to climate warming in the upper reaches of Kelan River basin with snow-dominated of the Altay Mountains region, Xinjiang, China (Chinese) // *Journal of Glaciology and Geocryology.* 2007. No. 29 (06). P. 845–854.

References

- Apollov B.A., Kalinin G.P., Komarov V.D. *Kurs gidrologicheskikh prognozov* [Course of hydrological forecasts]. Leningrad: Hydrometeorological edition, 1974. 420 p. In Russian
- Atlas Altayskogo kraja. Tl.* [Atlas of Altai Krai. Vol. 1.]. Moscow-Barnaul: Head office of Geodesy and Cartography at the USSR Council of Ministers, 1978: 226 p. In Russian
- Burakov D.A., Ivanova O.I. Analysis of formation and forecast of spring snowmelt flood runoff in forest and forest-steppe basins of Siberian rivers // *Russian Meteorology and hydrology*. 2010. V. 35. No 6. pp. 421–431. In Russian.
- Vodnye resursy Rossii i ih ispol'zovanie* [Water resources of Russia and their use]. St Petersburg, State Hydrological Institute. 2008: 598 p. In Russian
- Galakhov V.P. *Ocenka ob'ema stoka perioda polovod'ya v bassejne Tomi po ezhegodnym snegozapasam* [Runoff volume estimation during the flood period in the Tom basin according to annual snow reserves]. *Gornyj informacionno-analiticheskij byulleten'* [Mountainous information and analytical bulletin], 2009, 17: pp. 292–295. In Russian
- Galakhov V.P. *Usloviya formirovaniya polovod'ya maloj gornoj reki (po issledovaniyam v bassejne reki Majma)* [Conditions for flood formation in a small mountain river (investigations of the Maima river basin)] // *Izvestiya Altayskogo otdeleniya geograficheskogo obshchestva* [Bulletin of the Altai Branch of the Russian Geographical Society], 2015, 3 (38): pp. 35–40. In Russian
- GOST 19179-73. Gidrologiya sushy. Terminy i opredeleniya* [Hydrology of land. Terms and definitions]. Moscow: Publishing house of standards, 1980: 110 p. In Russian
- Doklad ob osobennostyah klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2017 god* [Report on climate features of the Russian Federation for 2017]. Moscow: 2018: 69 p. In Russian
- Ezhegodnyye dannyye o rezhime i resursakh poverkhnostnykh vod sushy. Chast' 1. Reki i kanaly. Tom. 1. Rossiyskaya Federatsiya. Vypusk 10. Bassejny Obi (ot verkhov'yev do s. Aleksandrovsogo), Omi, Tary (v predelakh Novosibirskoy obl.)*. [Annual data on regime and resources of inland surface waters Part 1. Rivers and canals. Vol. 1. Russian Federation. Issue 10. Basins of rivers Ob (from the upper reaches to Alexandrovskoye village), Om, and Tara (within the Novosibirsk region) for 1997–2017]. Novosibirsk. 1997–2017. In Russian
- Ippolitov I.I., Logingov S.V., Haryutkina E.V., Morau E.I. Climate variability over the Asian territory of Russia during 1975–2012// *Geography and natural resources*. 2014. T.35. No 4. pp. 310–318. In Russian
- Kalyuzhnyj I.L., Lavrov S.A. Basic physical processes and regularities of winter and spring river runoff formation under climate warming conditions // *Russian Meteorology and hydrology*. 2012: T. 37. No 1. pp. 68–81. In Russian
- Komlev A.M., Titova Yu.V. *Formirovaniye stoka v bassejne Katuni (Gornyy Altay)*. [Runoff formation in the Katun basin (Mountainous Altai)]. Novosibirsk: Nauka, 1966: 155 p. In Russian
- Lubeneц L.F., Chernykh D.V. *Vnutrilandshaftnoye raspredeleniye snegozapasov v bassejne r. Mayma (nizkogor'ya Russkogo Altaya)* [Intra-landscape distribution of snow reserves in the basin of the Maima river (low mountains of the Russian Altai)] // *Ice and Snow*. 2019, 59 (3): pp. 319–332. In Russian
- Lubeneц L.F., Chernykh D.V., Pershin D.K. *Osobennosti prostranstvennoy differentsiatsii snezhnogo pokrova v nizkogornyykh landshaftakh Russkogo Altaya (na primere bassejna r. Mayma)* [Features of spatial differentiation of a snow cover in low-mountain landscapes of the Russian Altai (by the example of the Maima river basin)]. // *Ice and Snow*. 2018, 58 (1). pp. 56–64. In Russian
- Popova V.V. *Vklad snegozapasov v izmeneniya stoka krupneyshikh rek bassejna Severnogo ledovitogo okeana v period sovremenno potepleniya* [Contribution of snow reserves to runoff changes in the largest rivers of the Arctic basin under climate warming conditions] // *Ice and snow*. 2011. 3(115). pp. 69–78. In Russian
- Popova V.V., SHmakina A.B., Simonov YU.A. *Izmeneniya snegozapasov i zhidkih osadkov i ih rol' v kolebaniyakh stoka krupneyshikh rek bassejna Severnogo Ledovitogo okeana pri sovremennom poteplenii* [Changes in snow reserves and liquid precipitation and their role in flow fluctuations of the largest rivers of the Arctic basin under climate warming conditions] // *Problems of ecological monitoring and ecosystem modeling*. 2010. 23. pp. 109–127. In Russian
- Resursy poverkhnostnykh vod SSSR, T. 15 – Altaj i Zapadnaya Sibir', vyp. 1 – Gornyy Altaj i Verhnij Irtysh (pod red. V.A. Semenova)* [Resources of surface waters of the USSR, V. 15 – Altai and Western Siberia, no. 1 – Gorny Altai and Upper Irtysh] Leningrad: Hydrometeorological edition, 1969. 308 p. In Russian
- Resursy poverkhnostnykh vod SSSR: Osnovnye gidrologicheskie karakteristiki. Tom 15. Altaj, Zapadnaya Sibir' i Severnyj Kazahstan. Vypusk 1. Verhnyaya i Srednyaya Ob'*. [Surface water resources. The main hydrological characteristics. Vol. 15. Altai, Western Siberia and Northern Kazakhstan. Issue 1. Upper and Middle Ob]. Leningrad: Hydrometeorological edition, 1979. 487 p. In Russian
- Rukovodstvo po gidrologicheskim prognozam. Vypusk 1. Dolgosrochnyye prognozy jelementy vodnogo rezhima rek i vodohranilishh.* [Guide to hydrological forecasts. Vol. 1. Long-term forecast. Elements of the water regime of rivers and reservoirs]. Leningrad: Hydrometeorological edition, 1989. 357 p. In Russian
- Suhova M.G., Modina T.D. *Sovremennyye izmeneniya temperaturnogo rezhima vozduha i rezhima uvlazhneniya na Altae, kak proyavlenie regional'nogo izmeneniya klimata* [Modern changes in air temperature and humidification regime of Altai as a manifestation of regional climate change] // *The world of science, culture and education*. 2007. 2(5). pp. 14–18. In Russian
- Taratunin A.A. *Navodneniya na territorii Rossiyskoj Federatsii. Ekaterinburg: Izdatel'stvo Rossiyskiy nauchno-issledovatel'skiy institut kompleksnogo ispol'zovaniya i okhrany vodnykh resursov* [Floods on the territory of the Russian Federation]. Yekaterinburg: Publishing house of the Russian Research Institute of Integrated Use and Protection of Water Resources, 2008: 432 p. In Russian
- Harlamova N.F., Kazarceva O.S., D'yakova G.S. *Izmenchivost' tolshhiny snezhnogo pokrova, snegozapasov i snezhnosti zim na territorii Altajskogo kraja za period 1966–2015 gg. Geograficheskie issledovaniya molodykh uchenykh v regionah Azii. Materialy Vserossiyskoj molodezhnoj konferencii s mezhdunarodnym uchastiem. (Barnaul – Belokuriha, 7–11 noyabrya 2016 g.). Red. O.V. Ostanin.* [Variability of snow cover depth, snow reserves and winter snow content in Altai Krai in 1966–2015. Geographical research of young scientists in Asia regions. Proceedings of the all-Russian youth conference with international participation. (Barnaul-Belokurikha, November 7–11, 2016)]. Barnaul: Five plus: 2016. pp. 41–45. In Russian
- Kharshan Sh.A. *Dolgosrochnyye prognozy stoka gornyykh rek Sibiri* [Long-term forecasts of mountain river runoff in Siberia]. *Trudy Gidrometcentra SSSR. Proceedings of the USSR hydrometeorological center*. V. 65. Leningrad, Hydrometeorological edition, 1970. 211 p. In Russian

Khromov S.P., Mamontova L.I. *Meteorologicheskij slovar'*. [Meteorological dictionary]. Leningrad: Hydrometeorological edition, 1974. 568 p. In Russian

Chebotaev A. I. *Gidrologicheskij slovar'*. [Hydrological dictionary]. Leningrad: Hydrometeorological edition, 1978. 308 p. In Russian

Chernykh D.V., Samoylova G.S. *Landshafty Altaya (Respublika Altay i Altayskiy kray)* [Altai landscapes (Republic of Altai and Altai Krai)]. Map. Scale 1:500 000. Novosibirsk: Federal state unitary enterprise Novosibirsk Cartographic Factory, 2011. In Russian.

Internet source: All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information Official website: <http://www.meteo.ru>

Internet source: Dictionary of geography. *Slovari i enciklopedii na Akademike*. [Dictionaries and encyclopedias on the Academic]. https://geography_ru.academic.ru/6511. In Russian

Berghuijs W.R., Woods R.A., Hrachowitz M.A. Precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow // *Nature Climate Change*. 2014, 4(7). pp. 583–586.

Brown R.D., Robinson D.A. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty//*The Cryosphere*. 2011, 5. pp. 219–229.

Han L.J., Tsunekawa A., Tsubo M. et al. Spatial variations in snow cover and seasonally frozen ground over northern China and Mongolia, 1988–2010 // *Global and Planetary Change*. 2014. No. 116. pp. 139–148.

Holko L., Gorbachova L., Kostka Z. Snow Hydrology in Central Europe // *Geography Compass*. 2011, 5(4).pp. 200–218.

Pershin D., Chernykh D., Lubenets L., Biryukov R., Zolotov D. Snow surveys in the south of the Western Siberia (Russia) // *Mendeley Data*. 2020. V. 4. doi: 10.17632/8f4ky92by9.4

Shen Y.P., Wang G.Y., Su H.C. et al. Hydrological processes responding to climate warming in the upper reaches of Kelan River basin with snow-dominated of the Altay Mountains region, Xinjiang, China (Chinese) // *Journal of Glaciology and Geocryology*. 2007. No. 29 (06). pp. 845–854.

Информация об авторах:

Лубенец Л.Ф., кандидат географических наук, научный сотрудник, лаборатория ландшафтно-водноэкологических исследований и природопользования, Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия.

E-mail: lilia_lubenets@mail.ru

Черных Д.В., главный научный сотрудник, лаборатория ландшафтно-водноэкологических исследований и природопользования, Институт водных и экологических проблем СО РАН; профессор, кафедра экологии, биохимии и биотехнологии, биологический факультет, Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия.

E-mail: chernykh@mail.ru

Коломейцев А.А., ведущий инженер, лаборатория гидрологии и геоинформатики, Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия.

E-mail: kolomeycev@iwep.ru

Самойлова С.Ю., кандидат географических наук, научный сотрудник, лаборатория гидрологии и геоинформатики, Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия.

E-mail: bastet05@list.ru

Першин Д.К., кандидат географических наук, младший научный сотрудник, кафедра физической географии и ландшафтоведения, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; научный сотрудник, лаборатория ландшафтно-водноэкологических исследований и природопользования, Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия.

E-mail: dmitrypersh@gmail.com

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Lubenets L.F., Cand. Sci. (Geography), Researcher, Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia.

E-mail: lilia_lubenets@mail.ru

Chernykh D.V., Dr. Sci. (Geography), Chief Researcher, Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia; Professor, Altai State University, Barnaul, Russia.

E-mail: chernykh@mail.ru

Kolomeyev A.A., Lead Engineer, Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia.

E-mail: kolomeycev@iwep.ru

Samoylova S.Yu., Cand. Sci. (Geography), Researcher, Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia.

E-mail: bastet05@list.ru

Pershin D.K., Cand. Sci. (Geography), Junior Researcher, Department of Physical Geography and Landscape Science, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Researcher, Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia.

E-mail: dmitrypersh@gmail.com

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 13.08.2020; одобрена после рецензирования 24.11.2021; принята к публикации 06.11.2022

The article was submitted 13.08.2020; approved after reviewing 24.11.2021; accepted for publication 06.11.2022

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

Научная статья
УДК 551.515/4
doi: 10.17223/25421379/25/8

ГРОВОВАЯ АКТИВНОСТЬ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ

Ольга Евгеньевна Нечепуренко¹, Валентина Петровна Горбатенко²,
Константин Николаевич Пустовалов³, Анастасия Витальевна Громова⁴



^{1, 2, 3, 4} Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

^{1, 3} Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

¹ o.e.nechepurenko@gmail.com

² vpgor@tpu.ru

³ const.pv@yandex.ru

⁴ gromovaav@inbox.ru

Аннотация. Плотность разрядов молний над территорией Западной Сибири по данным WWLLN характеризуется пространственной неоднородностью с выделением пяти основных очагов. Молниевая активность за период с 2016–2020 гг. на юге Западной Сибири наблюдалась с мая по сентябрь с максимумом разрядов в июле (38,3 %) и минимумом в сентябре (2,5 %). Получена статистически значимая взаимосвязь между полями с критическими значениями индекса неустойчивости K-index и очагами высокой плотности разрядов молний.

Ключевые слова: молния, гроза, плотность молний, индексы неустойчивости

Источники финансирования: исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 22-27-00494, <https://www.rscf.ru/project/22-27-00494/>).

Для цитирования: Нечепуренко О.Е., Горбатенко В.П., Пустовалов К.Н., Громова А.В. Грозовая активность над Западной Сибирью // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 123–134. doi: 10.17223/25421379/25/8

Original article
doi: 10.17223/25421379/25/8

LIGHTNING ACTIVITY OVER WESTERN SIBERIA

Olga E. Nechepurenko¹, Valentina P. Gorbatenko², Konstantin N. Pustovalov³,
Anastasia V. Gromova⁴

^{1, 2, 3, 4} National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

^{1, 3} Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

¹ o.e.nechepurenko@gmail.com

² vpgor@tpu.ru

³ const.pv@yandex.ru

⁴ gromovaav@inbox.ru

Abstract. Given the various consequences associated with thunderstorms, accurate forecasts of the time and location of thunderstorms can potentially have a wide range of benefits for industries such as industry, energy, transportation, agriculture, etc.

In recent decades, in some regions of Russia, visual and aural methods of thunderstorm observation have been supplemented with instrumental monitoring (ground-based lightning detection systems). Global lightning systems include the World Wide Lightning Location Network (WWLLN), which detects electrical discharges such as cloud-to-ground and cloud-to-cloud with a 24-hour recording of the time and coordinates of lightning discharges.

The aim is a spatio-temporal analysis of lightning discharge density distribution over the territory of Western Siberia using the WWLLN data and comparison of high-density centers with the fields of K-index values.

Based on WWLLN data, the number of lightning discharges was calculated for a grid with $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ cells by longitude and latitude for the areas of 50–64N and 60–95E for the period 2016–2020. The area of each cell was then calculated, and the density of lightning discharges ρ was calculated [discharge/(km²×year)]. Analysis of temporal variability (multi-year and seasonal) of lightning activity was carried out both for the whole territory under study and for individual settlements. Calculation of lightning density was carried out for 5 km radius zones in the center of each settlement.

K-Index ERA5 reanalysis product was used to estimate the degree of atmospheric instability; reanalysis data processing and visualization were performed in the MATLAB mathematical package using the author's script.

Five regions with an average annual lightning density exceeding the values of the neighboring regions by a factor of three were singled out within the investigated area. These regions are located over Kondinsky lowland ($\rho_{\max} \sim 1,4$ discharge/(km²×year)), Sredneobskaya lowland, Ob-Irtysh interfluves ($\rho_{\max} \sim 1$ discharge/(km²×year)), the eastern periphery of the Southern Urals and the northwestern periphery of the Altai-Sayan mountain country ($\rho_{\max} \sim 0,8$ discharge/(km²×year)).

The following lightning discharge densities were recorded for the largest settlements in Western Siberia's central and southern regions: Khanty-Mansiysk (0.76 discharge/(km²×year)) had the highest value, while Kyzyl city (0.08 discharge/(km²×year)) had the lowest. The average lightning discharge density across all sites was 0.25 discharge/(km²×year).

The basic intensity of lightning activity falls in June-August (about 88 %). Even during this period, the number of lightning strikes in neighboring territories can vary by four or more times.

The spatial location of the band of increased thunderstorm activity is generally consistent with the location of the northern periphery of the zone with average KIND values $\geq 30^\circ$.

Keywords: lightning, thunderstorm, lightning density, instability indices

Source of financing: this research is supported by Russian Science Foundation (project # 22-27-00494, <https://www.rscf.ru/project/22-27-00494/>).

For citation: Nechepurenko O.E., Gorbatenko V.P., Pustovalov K.N., Gromova A.V. (2022) Lightning activity over Western Siberia. *Geosferye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 123–134. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/25/8

Введение

Грозы оказывают широкий диапазон воздействия на природную и антропогенную среду. Молнии, формирующиеся между облаком и землей («Облако–Земля»), приводят к гибели людей и повреждению производственной и социальной инфраструктур [Говорушко, 2011; Андрианова и др., 2020], а также к возникновению таких опасных явлений, как лесные пожары [Барановский, 2019; Schultz et al, 2019; Кожекар, Баранецкий, 2021; Kharyutkina et al, 2022]. В перечень опасных проявлений конвективной деятельности, к которым относятся грозы, входят и экстремальные осадки, ветры, град и торнадо [Аджиев, Кулиев, 2018; Прокофьева, Осипова, 2020; Чернокульский и др., 2022]. Учитывая разнообразные последствия, связанные с грозами, точные прогнозы времени и места грозы потенциально могут иметь широкий спектр преимуществ для таких отраслей, как промышленность, энергетика, транспорт, сельское хозяйство и др. [Dowdy, 2016].

Для выбора грозозащитных мероприятий необходимо знать конкретную величину, характеризующую грозовую деятельность в данной местности. Интенсивность грозовой деятельности в данном районе земной поверхности определяется числом ударов (разрядов) молнии в год, приходящихся на 1 км² земной поверхности – плотность разрядов молний (ρ). Такая информация может быть получена только при наличии многолетних непрерывных фиксирований разрядов молний автоматическими грозопеленгаторами. Грозопеленгаторы разрабатываются с 1980-х гг., но даже к сегодняшнему дню ими оснащены далеко не все территории. В России грозопеленгационными системами (ГПС) покрыта

только европейская территория, для Западной Сибири регистрация гроз проводилась фрагментарно и, как правило, в течение короткого временного периода [Горбатенко, Ершова, 2011; Беликова и др., 2018; Тарабукина, Козлов, Иннокентьев, 2021]. При отсутствии результатов грозопеленгации, в практике выбора молниезащитных мероприятий, грозовая активность определяется средним многолетним значением суммы числа грозовых часов или грозовых дней в году. Однако основным ограничением такого метода является разреженная сеть метеорологических наблюдений (станций), что не позволяет составить карту пространственного распределения молниевой активности с высоким пространственным разрешением, которая будет использоваться для выбора рационального уровня молниезащиты.

В последние десятилетия в некоторых регионах России визуально-слуховые методы наблюдения за грозами, проводимые на метеорологических станциях, дополняются инструментальным мониторингом [Аджиев и др. 2017; Аджиев и др., 2018]. Регистрация электромагнитного излучения от молниевых разрядов осуществляется с помощью наземных ГПС. Среди наземных ГПС существуют глобальные и региональные сети, базирующиеся на разных методах регистрации электромагнитного излучения молниевых разрядов [Беликова и др., 2018]. К глобальным ГПС относят Всемирную сеть локализации молниевых разрядов (World Wide Lightning Location Network, WWLLN) [Rodger et al., 2014], которая осуществляет регистрацию электрических разрядов типа «Облако–Земля» (Cloud-to-Ground) и «Облако–Облако» (Cloud-to-Cloud) с круглосуточной фиксацией момента времени и координат молниевых разрядов [Dowden, Brundell, Rodger, 2002]. Сеть

WWLLN дает информацию о грозовой активности над всем земным шаром посредством регистрации электромагнитных сигналов от гроз в ОНЧ-диапазоне (3–30 кГц). В настоящее время сеть включает 70 датчиков [WWLLN, 2022], в том числе четыре датчика расположены на территории России (г. Якутск, г. Горно-Алтайск, с. Паратунка и г. Владивосток), находящихся на парных расстояниях от нескольких сотен метров до 10 тыс. км. Для локализации разряда молнии необходимо не менее пяти приемных станций. Согласно [Virts et al., 2013], грозопеленгационная сеть WWLLN обеспечивает возможность локализации молниевых разрядов в глобальном масштабе с высоким пространственным разрешением и позволяет получить оценки пространственно-временной изменчивости грозовой активности для любого региона планеты.

Целью настоящего исследования является пространственно-временной анализ распределения плотности разрядов молний над территорией Западной Сибири по данным WWLLN и сопоставление очагов высокой плотности с полями значений индексов неустойчивости атмосферы, практикуемыми в методах прогноза грозы.

Материалы и методы исследования

Для настоящей работы используется архив данных WWLLN, накопленный за период 2016–2020 гг. Оперативные данные WWLLN выкладываются в открытом доступе с задержкой 6 ч на сайте World Wide Lightning Location Network в формате KMZ (Google Earth) [WWLLN, 2022] и включают момент времени отдельного разряда с точностью до микросекунды и его координаты [Клещева, Поталова, Пермяков, 2021]. Для удобства файлы в формате разрешения KMZ конвертируются в формат TXT с помощью ГИС-программ, после чего проводится их пакетная обработка с помощью языка программирования MATLAB.

На основе данных о координатах разрядов молний, зарегистрированных сетью WWLLN, рассчитывается количество разрядов молний для сетки с ячейками $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ по долготе и широте для территории Западной Сибири ($50\text{--}64^\circ$ с.ш., $60\text{--}95^\circ$ в.д.) за период 2016–2020 гг. Затем определяется площадь каждой ячейки, а на ее основе рассчитывается плотность разрядов молний ρ [разр./($\text{км}^2 \times \text{год}$)]. Также проводится анализ временной изменчивости (многолетней и сезонной) грозовой активности над исследуемой территорией. Расчет плотности молний для населенных пунктов осуществляется для зон радиусом 5 км от географического центра каждого пункта. Такой радиус был определен на основе среднего

значения площади населенных пунктов, расположенных на исследуемой территории; методика позволяет увеличивать или уменьшать радиус для уточнения значений плотности молний для крупных и малых пунктов соответственно. Заметим, что эффективность обнаружения удара молнии сетью WWLLN зависит от тока молнии, в среднем $\sim 30\%$ от всех разрядов [Mallick et al., 2014].

Площади ячеек расчетной сетки и расстояния между разрядами молний и центрами населенных пунктов рассчитывались с помощью функций `areaquad` и `distance` для среды программирования MATLAB, входящих в специализированные пакеты расширения Mapping Toolbox и Antenna Toolbox (The MathWorks, Inc) соответственно.

Функция `areaquad` позволяет рассчитать площадь широтно-долготного четырехугольника на поверхности Земли по данным граничных значений широты (φ_{\min} , φ_{\max}) и долготы (λ_{\min} , λ_{\max}) при заданном опорном эллипсоиде (reference ellipsoid, RE):

$$\text{areaquad}(\varphi_{\min}, \lambda_{\min}, \varphi_{\max}, \lambda_{\max}, \text{RE}). \quad (1)$$

Функция `distance` позволяет рассчитать расстояние и азимут между двумя пунктами на поверхности Земли на основе их координат (φ_1 , λ_1 и φ_2 , λ_2 для первого и второго пункта соответственно) при заданном опорном эллипсоиде:

$$\text{distance}(\varphi_1, \lambda_1, \varphi_2, \lambda_2, \text{RE}). \quad (2)$$

В качестве опорного эллипсоида в расчетах использовался эллипсоид, определенный всемирной системой геодезических параметров Земли 1984 г. (WGS 84).

Площадь окружностей (S) в центре населенных пунктов рассчитывалась по формуле:

$$S = \pi \times R^2, \quad (3)$$

где R – радиус окружности в километрах; π – число пи.

Для оценки степени атмосферной неустойчивости используются данные за летние месяцы 1990–2019 гг. продукта реанализа ERA5: K-Index (далее – KIND), полученный с сервера Copernicus Climate Change Service [Copernicus, 2022]. Обработка и визуализация данных реанализа проводятся в математическом пакете MATLAB с использованием авторского скрипта. В слагаемые индекса заложено определение статической неустойчивости в слое от 1,5 (850 гПа) до 5,5 км (500 гПа), влажности на уровне 850 гПа и дефицита воздушной массы на уровне 700 гПа (3 км), т.е. значение индекса зависит от толщины влажнонеустойчиво стратифицированных слоев.

Реанализ ERA5 создан Европейским центром среднесрочных прогнозов (ECMWF) и является пятым поколением реанализа глобальных атмосферных наблюдений ECMWF [Taszarek et al., 2020]. Примене-

ние данных реанализа ERA5 обусловлено рядом его достоинств: непрерывными рядами надежных данных за период более 40 лет (с 1979 г. по настоящее время), высоким пространственным разрешением ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$) и частым шагом по времени (1 ч).

Результаты и обсуждение

Согласно табл. 1, в целом над югом Западной Сибири плотность разрядов молний по данным WWLLN в среднем равна $0,25$ разр./км²×год и, как правило, изменяется в диапазоне $0,1 \div 0,5$ разр./(км²×год). При этом максимальное значение ρ составляет около $1,5$ разр./км²×год. В целом изменчивость ρ над данной территорией исследования (значений в ячейках

$0,1^\circ \times 0,1^\circ$) можно аппроксимировать гамма-распределением (рис. 1).

Исследование пространственной изменчивости плотности разрядов молний по данным WWLLN показало, что над исследуемым регионом наблюдалась зона повышенной плотности молний с увеличением значений ρ от юго-востока на северо-запад. В пределах этой области выделены пять регионов со среднемноголетней плотностью молний, превышающей значения плотности соседних регионов в два и более раза (рис. 2). Эти регионы расположены над Кондинской низменностью, Среднеобской низменностью, Обь-Иртышским междуречьем, восточной периферией Южного Урала и над северо-западной периферией Алтайско-Саянской горной страны.

Таблица 1
Основные статистические характеристики изменчивости плотности разрядов молний ρ , разр./(км²×год)

Table 1
Main statistical characteristics of lightning discharge density variability ρ , discharge/(km²×year)

Среднее	Медиана	СКО	Min	5-процентиль	25-процентиль	75-процентиль	95-процентиль	Max
0,25	0,23	0,13	0,003	0,08	0,16	0,32	0,49	1,44

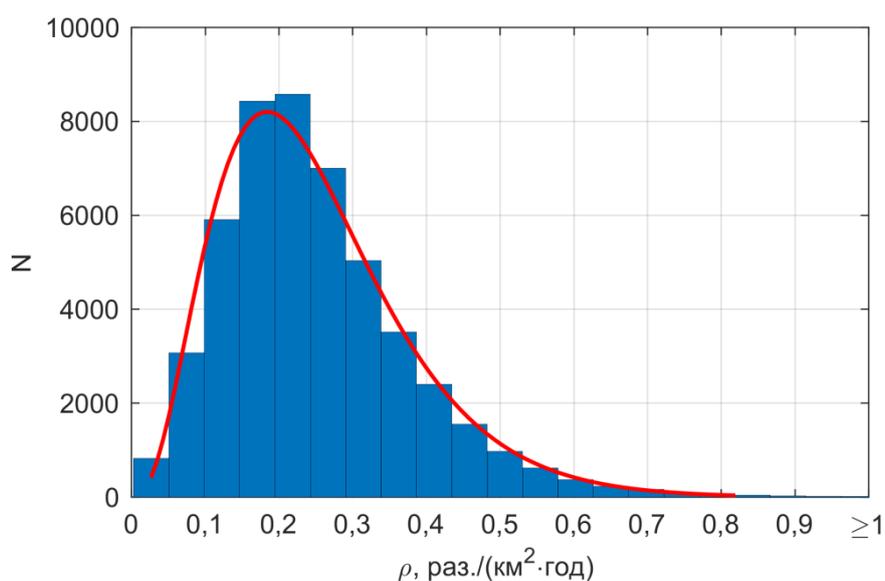


Рис. 1. Распределение значений ρ и их аппроксимация гамма-распределением

Fig. 1. Distribution of ρ values and their approximation by the gamma distribution

Самая высокая плотность молниевых разрядов наблюдалась в северной части Кондинской низменности ($\rho_{\max} \sim 1,4$ разр./(км²×год)) на юго-западной периферии Сибирских увалов. Вероятно, на увеличение плотности молниевых разрядов влияют орграфический (северная часть этого очага располагается на системе возвышенностей) и термодинамический факторы (южная часть имеет сильную заболо-

ченность и включает в себя крупную систему небольших озер).

Очаги над Среднеобской низменностью и Обь-Иртышским междуречьем ($\rho_{\max} \sim 1$ разр./(км²×год)), предположительно, обусловлены влиянием болотных комплексов [Горбатенко и др., 2020]. Расположение «Обь-Иртышского» очага хорошо согласуется с очертаниями Большого Васюганского болота – одного из

крупнейших болот в мире. Последние два центра повышенной молниевой активности выделяются, главным образом, по причине орографии – предгорий ($\rho_{\max} \sim 0,9$ разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$), и Алтайско-Саянской горной страны ($\rho_{\max} \sim 0,8$ разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$) соответственно. Аналогичные результаты были получены в работе [Kharyutkina et al., 2022].

Молниевая активность на территории юга Западной Сибири в основном наблюдалась с мая по сентябрь (рис. 3), где максимальная повторяемость молниевых разрядов приходится на июль (38,3 %), а минимальная – на сентябрь (2,5 %). При этом грозовая активность над регионом начиналась во второй половине апреля, с окончанием в октябре, но в сумме за эти два месяца плотность разрядов молний не превысила 1 %. Такое сезонное распределение плотности молний имеет значимую корреляцию с визуальными наблюдениями за числом дней с грозой и продолжительностью гроз [Горбатенко, Ершова, 2011].

Поскольку грозопоражаемости территорий присуща неоднородность пространственного распределения, для крупнейших населенных пунктов цен-

тральной и южной частей Западной Сибири была оценена плотность разрядов молний (рис. 4). Максимальное значение плотности отмечалось в Ханты-Мансийске (0,76 разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$), минимум получен для г. Кызыл (0,08 разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$). В целом по всем пунктам среднее значение плотности разрядов молнии составляет 0,25 разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$. Плотность разрядов молний выше среднего, помимо г. Ханты-Мансийск, также зарегистрирована в городах Нижневартовск, Тобольск, Кедровый, Томск, Новокузнецк, Барнаул и Горно-Алтайск. Высокие значения плотности разрядов молнии (выше 3,0 разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$) для окрестностей Ханты-Мансийска были также получены и по результатам оптической регистрации молний спутником Micro-lab-1 за период 1995–1999 гг. [Konstantinova, Gorbatenko, Polyakov, 2017]. Следовательно, эти результаты не подлежат сомнению, и на территории высоких широт (выше 60° с.ш.) могут быть территории, на которых применяемый уровень молниезащиты должен быть выше, чем над другими территориями Западной Сибири.

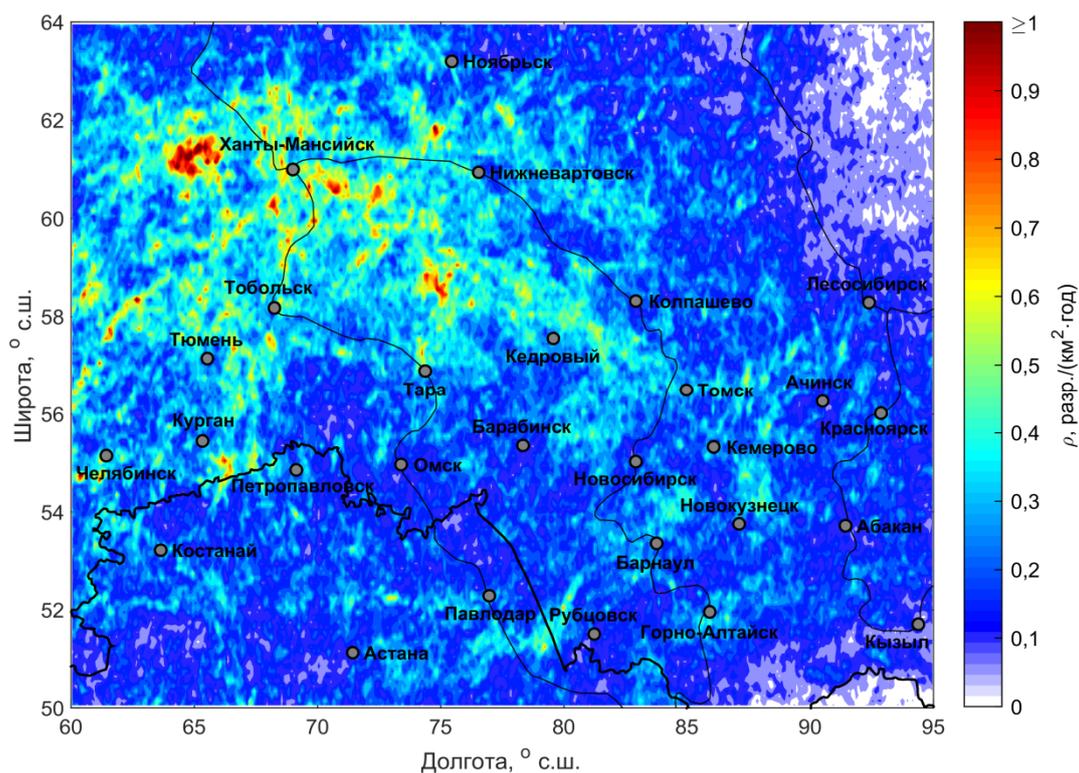


Рис. 2. Пространственное распределение плотности разрядов молний ρ , разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$ на юге Западной Сибири по данным грозопеленгационной сети WWLLN за период 2016–2020 гг.

Fig. 2. Spatial distribution of lightning discharge density ρ , discharge/ $(\text{km}^2 \times \text{year})$ in the south of Western Siberia by the WWLLN for the period 2016–2020

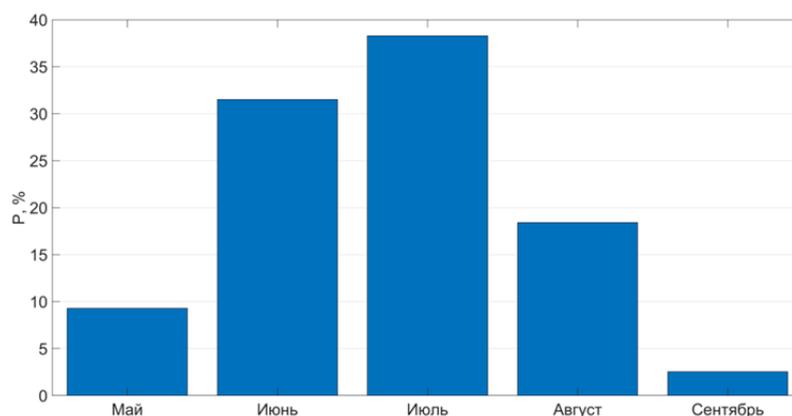


Рис. 3. Сезонное распределение повторяемости молниевых разрядов для всей территории исследования за 2016–2020 гг., %

Fig. 3. Seasonal distribution of lightning frequency for the entire study area for 2016–2020, %

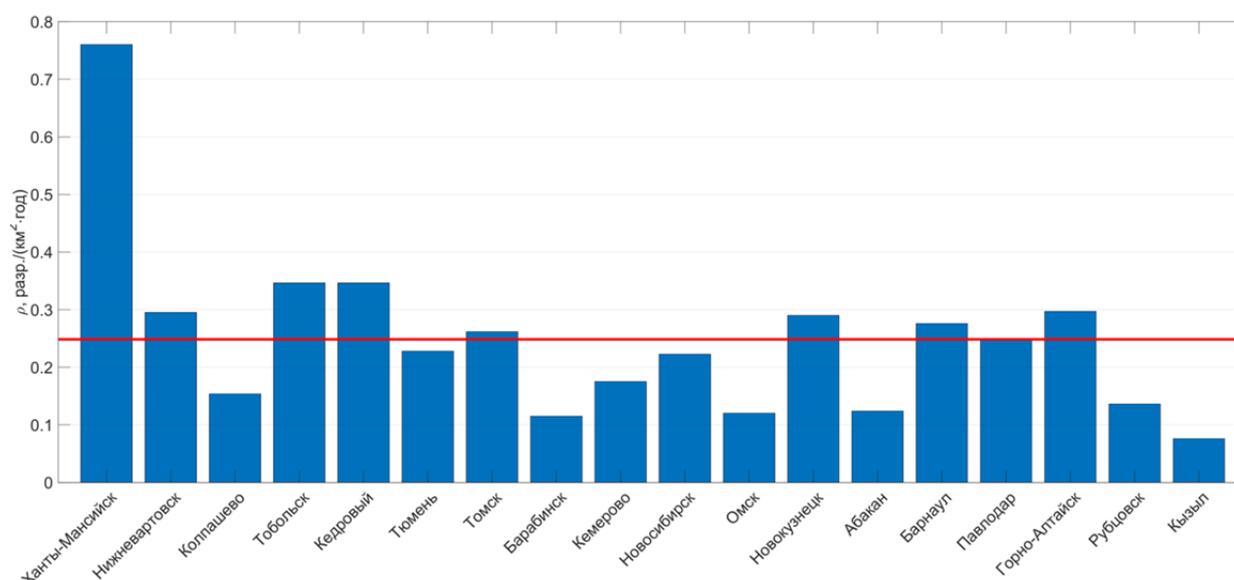


Рис. 4. Плотность разрядов молний ρ , разр./((км²×год) для крупных населенных пунктов юга Западной Сибири по данным WWLLN за период 2016–2020 гг. Красная горизонтальная линия соответствует среднеарифметическому значению по анализируемым населенным пунктам

Fig. 4. Title Density of lightning discharges ρ , discharge/((km²×year) for large settlements in the south of Western Siberia according to WWLLN data for the period 2016–2020. The red horizontal line corresponds to the mean value for the analyzed settlements

Для практических целей необходимо определить временные периоды максимальной повторяемости молниевых разрядов и продолжительность грозового сезона в районах населенных пунктов с развитыми отраслями промышленности. Эти характеристики для Западной Сибири могут существенно отличаться от средних величин, рассчитанных еще в прошлом столетии [Архипова, 1957].

Была проанализирована сезонная повторяемость молниевых разрядов за период, когда наиболее бла-

гоприятно развитие грозовой деятельности (апрель–октябрь). Максимальная повторяемость молниевых разрядов во всех населенных пунктах приходилась на июль (более 50 %), в октябре случаев с грозами не было зафиксировано. При этом грозовая активность над регионом начиналась во второй половине апреля, а заканчивалась в сентябре, в сумме за эти два месяца плотность разрядов молний не превышала 1 % от годовой. Сравнение продолжительности грозовой активности в различных частях территории

исследования показало ее существенное отличие. Например, в Ханты-Мансийске грозовая активность, как правило, отмечается на протяжении 6 месяцев (апрель–сентябрь), а в Омске – 4 месяцев (май–август).

Межгодовые вариации грозовой активности (рис. 5) оценивались через суммарное годовое количество грозовых разрядов (N) с разделением исследуемого региона на северную, центральную и южную зоны.

Анализируя данные, представленные на рис. 5, можно заметить, что существует и межгодовая и пространственная неоднородности молниевой активности. Значения плотности разрядов молнии могут различаться в отдельные годы более чем в 4 раза.

При этом зоны с повышенной молниевой активностью расположены в умеренных широтах ($55\text{--}65^\circ$ с.ш.). Оба этих фактора, в первую очередь, обусловлены спецификой синоптических процессов в разные годы, но на величину высоких значений молниевой активности оказывают влияние и местные особенности, увеличивающие конвективный потенциал атмосферы. Заметим, что пространственные неоднородности конвективных характеристик атмосферы Западной Сибири изложены в ряде работ [Горбатенко и др., 2020; Nechepurenko et al., 2020; Пустовалов и др., 2021], и сравнение их с пространственными особенностями плотности разрядов молнии представляет собой актуальную задачу.

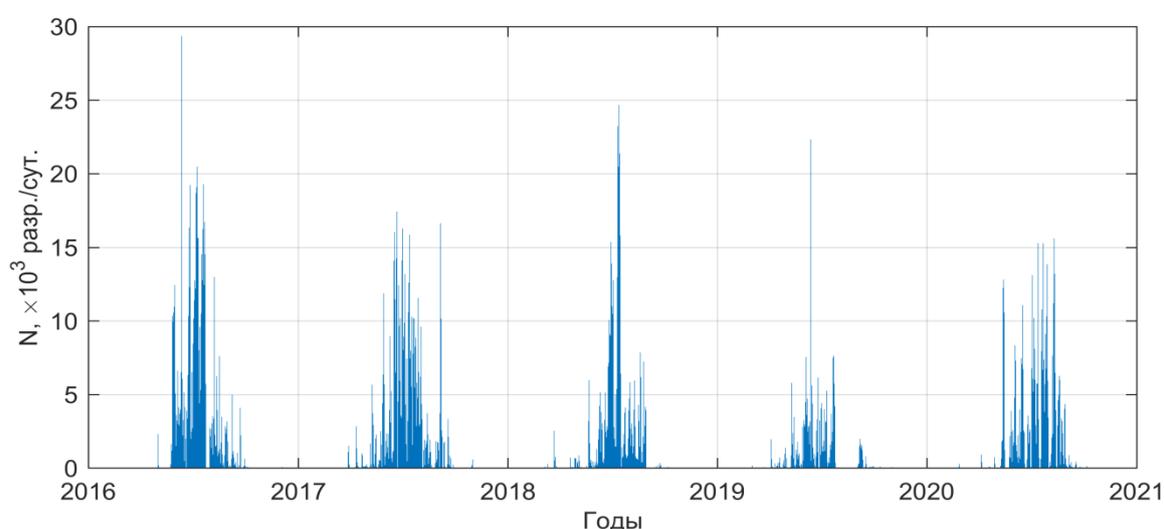


Рис. 5. Изменение грозовой активности (N , разр./сут.) над югом Западной Сибири по данным WWLLN за период 2016–2020 гг. Примечание: данные за август 2019 г. отсутствуют по техническим причинам

Fig. 5. Variation of thunderstorm activity (N , discharge/day) over the southern part of Western Siberia according to WWLLN data for the period 2016–2020. Note: Data for August 2019 is not available for technical reasons

Соотношение плотности молниевых разрядов и термодинамических индексов неустойчивости

В настоящее время в глобальные и региональные климатические модели, широко применяемые во всем мире для прогноза уровня развития конвекции, увеличения точности обнаружения зон конвекции и уменьшения вероятности ложного обнаружения гроз, вводятся параметризации молниевой активности, которые связывают частоту разрядов молний с характеристиками конвективной облачности. Многие исследования были направлены на поиск соотношения между параметрами молнии (например, частотой, полярностью) с опасными явлениями, связанными с конвективными облаками

[Sfica et al., 2015; Eliseev et al., 2019; Utsav et al., 2022], результаты которых могут быть использованы для улучшения прогнозов конвективных явлений, особенно на территориях, где нет сети метеорологических радаров и (или) систем обнаружения молний.

В целях повышения точности прогнозирования конвективных опасных явлений была изучена пространственная корреляция полей атмосферной неустойчивости над юго-востоком Западной Сибири и картой плотности разрядов молний. Оценка атмосферной неустойчивости основана на средней пространственной модели KIND [George, 1960] по данным реанализа ERA5 в срок 9:00 ВСВ (16:00 местного времени) за период с 1990 по 2019 г. Для Запад-

ной Сибири высокая вероятность развития грозы (до 90 %) определяется значением индекса неустойчивости атмосферы KIND, превышающего порог в 30 [Нечепуренко и др., 2018].

На рис. 6 приведены средние значения индекса неустойчивости KIND, рассчитанные по его значениям в летние месяцы 1990–2019 гг., равным и превышающим 75-й процентиль (верхний квартиль повторяемости).

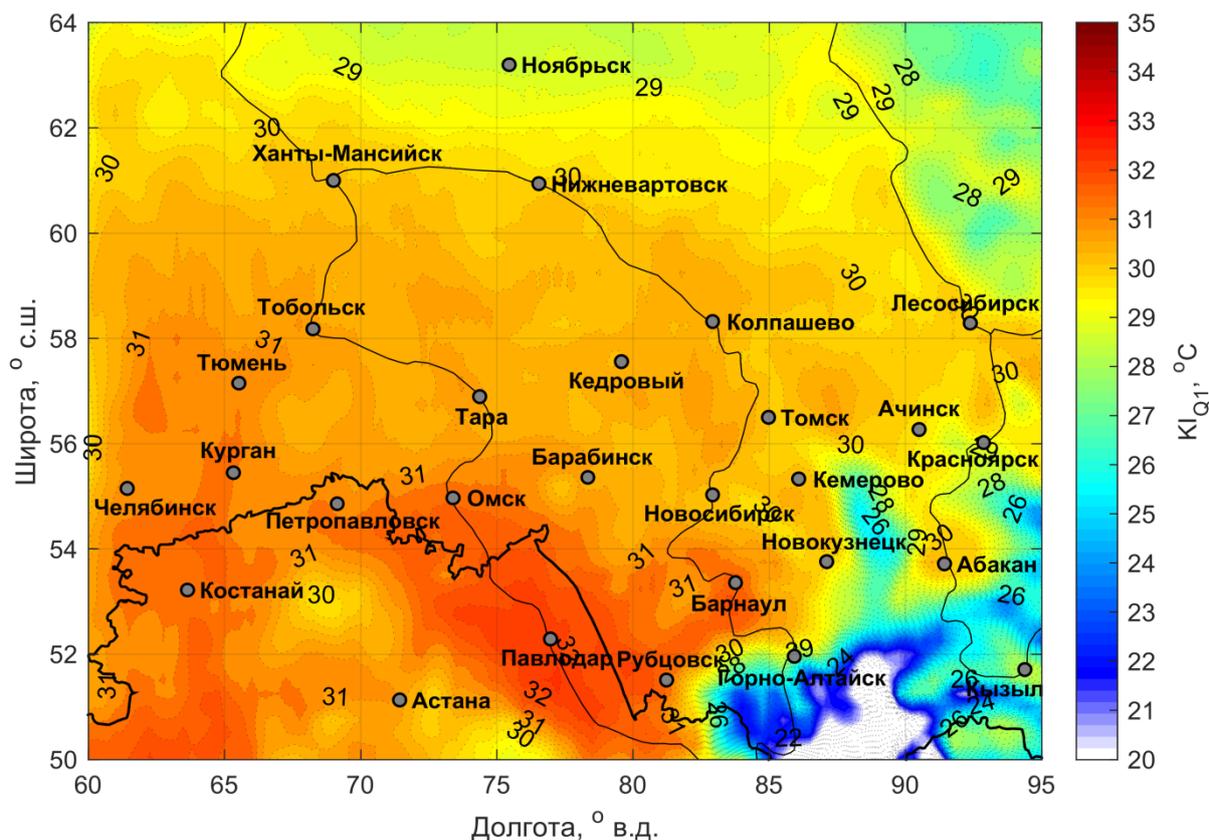


Рис. 6. Средние значения индекса неустойчивости KIND в срок 9:00 ВСВ, рассчитанные по значениям, равным и превышающим 75-й процентиль

Fig. 6. Mean values of the KIND at 9 UTC calculated from values equal to and greater than the 75th percentile

Совместный анализ пространственной изменчивости плотности разрядов молний и среднесезонных значений KIND в условиях повышенной конвективной неустойчивости ($KIND \geq 75$ -процентиля) показал следующее. Полоса с высокой плотностью разрядов молний приходится, главным образом, на северную периферию зоны со средними значениями $KIND \geq 30^\circ$, которые, согласно работе [Нечепуренко и др., 2018], соответствуют вероятности грозы около 75 % для территории Сибири. Исключениями являются лишь предгорные очаги (Зауралье и Алтайское предгорье), для которых характерны более высокие средние значения KIND (31° и более). При этом зона с максимальными значениями KIND (32° и более), приходящаяся на приграничные районы России и Казахстана, характеризуется относительно слабой грозовой активностью. Данная особенность может быть объяснена как циркуляционными факторами,

так и региональными особенностями этой территории, в частности малой степенью обеспеченности территории влагой, необходимой для развития конвекции. Районы пониженных значений KIND и плотности разрядов молний в целом согласуются и приходятся на центральные части горных массивов (в частности, Алтайских гор и Среднесибирского плоскогорья).

Заклучение

В результате проведенных исследований получены оценки пространственного и сезонного распределения плотности разрядов молний над югом Западной Сибири на основе данных WWLLN за период с 2016 по 2020 г.

Отмечено, что плотности разрядов молний при- суща пространственная неоднородность и можно

выделить пять основных очагов, формируемых над Кондинской низменностью ($\rho_{\max} \sim 1,4$ разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$), Среднеобской низменностью, Обь-Иртышским междуречьем ($\rho_{\max} \sim 1$ разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$), восточной периферией Южного Урала и северо-западной периферией Алтайско-Саянской горной страны ($\rho_{\max} \sim 0,8$ разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$).

Наибольшая грозовая активность среди крупнейших населенных пунктов в исследуемом регионе отмечается в г. Ханты-Мансийск ($0,76$ разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$), минимальное значение плотности получено для г. Кызыл ($0,08$ разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$). Средние для территории Западной Сибири за пятилетний период значения молниевой активности составляют $0,25$ разр./ $(\text{км}^2 \times \text{год})$. Высокие значения плотности разрядов молнии для окрестностей Ханты-Мансийска были получены и по результатам спутниковой регистрации молний за период 1995–1999 гг. [Konstantinova, Gorbatenko, Polyakov, 2017].

Основная интенсивность грозовой деятельности приходится на июль–август (около 88 %). Отметим, что количество молний даже в этот период на соседних территориях может отличаться в 4 раза и более.

Пространственное расположение полосы повышенной грозовой активности в целом согласуется с расположением северной периферии зоны со средними значениями $KIND \geq 30^\circ$. Однако зона максимума $KIND$, приходящаяся на хорошо прогреваемые, но засушливые районы, характеризуется относительно слабой грозовой активностью. Следовательно, значения этого индекса могут быть использованы в прогнозе гроз над Западной Сибирью, однако необходимо учитывать региональные особенности территории.

В условиях меняющегося климата и увеличения конвективных характеристик атмосферы, промышленным предприятиям необходимо более осторожно подходить к выбору молниезащиты объектов.

Список источников

- Аджиев А.Х., Кулиев Д.Д. Характеристики грозовой активности и параметры молниевых разрядов на территории юга европейской части России // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54, № 4. С. 437–445.
- Аджиев А.Х., Кулиев Д.Д., Аджиева А.А., Куповых Г.В., Тумгоева Х.А. Определение параметров молниевых разрядов с использованием грозорегистратора LS 8000 // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2018. № 3. С. 55–63.
- Аджиев А.Х., Куповых Г.В., Андриевская В.Ю., Юрченко Н.В., Кудринская Т.В., Редин А.А. Мониторинг характеристик грозовой активности на юге европейской части России // Известия ЮФУ. Технические науки. 2017. № 4. С. 212–223.
- Андрианова Л. П., Кабашов В.Ю., Ахметшин А.Т., Атнагулов Д.Т. Инфраструктура менеджмента риска защиты зданий, сооружений и линий коммуникаций от ударов молнии // Инновационное развитие науки: фундаментальные и прикладные проблемы. Петрозаводск : Международный центр научного партнерства «Новая Наука», 2020. С. 201–234.
- Архипова Е.П. Карты географического распределения числа дней с грозой на территории СССР // Труды ГГО. 1957. Вып. 74. С. 41–60.
- Барановский Н.В. Прогнозирование лесной пожарной опасности в условиях грозовой активности. Новосибирск : Изд-во Сибирского отделения РАН, 2019. 235 с.
- Беликова М.Ю., Каранина С.Ю., Каранин А.В., Глебова А.В. Визуализация и анализ данных сети WWLLN на территории Алтае-Саянского региона средствами Веб-ГИС // Кибернетика и программирование. 2018. № 2. С. 1–8.
- Говорушко С.М. Риски для человеческой деятельности, связанные с грозами // Проблемы анализа риска. 2011. Т. 8, № 4. С. 48–57.
- Горбатенко В.П., Ершова Т.В. Молния как звено глобальной электрической цепи. Томск : Изд-во ТГПУ, 2011. 204 с.
- Горбатенко В.П., Кужевская 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.
- Горбатенко В.П., Тунаев Е.Л., Пустовалов К.Н., Волкова М.А., Нечепуренко О.Е. Изменения циклогенеза над Западной Сибирью в 1976–2017 гг. // Фундаментальная и прикладная климатология. 2020. Т. 2. С. 35–57.
- Клещева Т.И., Поталова Е.Ю., Пермяков М.С. Сравнение данных глобальной сети локализации молний WWLLN и стандартных наблюдений на метеостанциях юга Дальнего Востока России // Метеорология и гидрология. 2021. № 6. С. 89–98.
- Кожекар Д.С., Баранецкий В.В. Лесные пожары: причины и последствия их возникновения // Пожарная и техноферная безопасность: проблемы и пути совершенствования. 2021. № 1 (8). С. 202–205.
- Нечепуренко О.Е., Горбатенко В.П., Константинова Д.А., Севастьянов В.В. Индексы неустойчивости атмосферы и их пороговые значения, оптимальные для прогноза гроз над Сибирью // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 2 (368). С. 44–59.
- Прокофьева Н.Б., Осипова Е.В. Характер грозовой активности на территории Тверской области за последние 30 лет // Вестник ТвГУ. Серия: География и геоэкология. 2020. № 4. С. 95–108.
- Пустовалов К.Н., Горбатенко В.П., Нагорский П.М., Нечепуренко О.Е. Пространственно-временная изменчивость конвективной неустойчивости на юге Западной Сибири по данным реанализа ERA5 // Вестник КРАУНЦ. Физико-математические науки. 2021. Т. 37, № 4. С. 203–215.
- Тарабукина Л.Д., Козлов В.И., Иннокентьев Д.Е. Анализ 11-летней динамики пространственного распределения плотности молний в Северной Азии // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2021. Т. 34, № 1. С. 159–173.

Чернокульский А.В., Елисеев А.В., Козлов Ф.А., Коршунова Н.Н., Курганский М.В., Мохов И.И., Семенов В.А., Швець Н.В., Шихов А.Н., Ярынич Ю.И. Опасные атмосферные явления конвективного характера в России: наблюдаемые изменения по различным данным // Метеорология и гидрология. 2022. № 5. С. 27–41.

Copernicus Climate Change Service. Climate reanalysis. URL: <https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis> (дата обращения: 07.08.2022).

Dowden R.L., Brundell J.B., Rodger C.J. VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2002. V. 64 (7). P. 817–879.

Dowdy A. Seasonal forecasting of lightning and thunderstorm activity in tropical and temperate regions of the world // Scientific Reports. 2016. V. 6 (20874). P. 1–10.

Eliseev A.V., Ploskov A.N., Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. A correlation between lightning flash frequencies and the statistical characteristics of convective activity in the atmosphere // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 485, P. 1. P. 273–278.

George J. J. Weather forecasting for aeronautics. New York ; London : Academic Press, 1960. 684 p.

Konstantinova D.A., Gorbatenko V.P., Polyakov D.V. Spatial distribution of the thunderstorm activity characteristics for the territory of Western Siberia // Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering. 2017. V. 10466. P. 1–7.

Kharyutkina E., Pustovalov K., Moraru E., Nechepurenko O. Analysis of spatio-temporal variability of lightning activity and wildfires in Western Siberia during 2016–2021 // Atmosphere. 2022. V. 13 (5):669. P. 1–16.

Mallick S., Rakov V.A., Ngin T., Gamerota W.R., Pilkey J.T., Hill J.D., Uman M.A., Jordan D.M., Hutchins M.L., Holzworth R.H. Evaluation of the WWLLN performance characteristics using rocket-triggered lightning data // International Conference on Grounding and Earthing & 6th International Conference on Lightning Physics and Effects. 2014. P. 312–316.

Nechepurenko O.E., Gorbatenko V.P., Konstantinova D.A., Pustovalov K.N. Linking the storm cells position and high values of instability indices – a case study in the southeast of Western Siberia // Journal of Physics: Conference Series. 2020. V. 012006. P. 1–7.

Rodger C.J., Brundell J.B., Hutchins M., Holzworth R.H. The world wide lightning location network (WWLLN): Update of status and applications // 2014 XXXIth URSI General Assembly and Scientific Symposium (URSI GASS). 2014. P. 1–2.

Schultz C.J., Nauslar N.J., Wachter J.B., Hain C.R., Bell J.R. Spatial, temporal, and electrical characteristics of lightning in reported lightning-initiated wildfire events // Fire. 2019. V. 2 (18). P. 1–15.

Sfica L., Apostol L., Istrate V., Lesenciu D., Necula F. Instability Indices as Predictors of Atmospheric Lightning – Moldova Region Study Case // 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015, Conference Proceedings – Hydrology and Water Resources. 2015. P. 387–394.

Taszarek M., Allen J.T., Púćik T., Hoogewind K.A., Brooks H.E. Severe convective storms across Europe and the United States. Part II: ERA5 environments associated with lightning, large hail, severe wind, and tornadoes // Journal of Climate. 2020. V. 33 (24). P. 10263–10286.

Utsav B., Deshpande S.M., Das S.K., Pawar S.D., Pandithurai G. Relationship between convective storm properties and lightning over the Western Ghats // Earth and Space Science. 2022. V. 9. P. 1–16.

Virts K.S., Wallace J.M., Hutchins M.L., Holzworth R.H. Highlights of a new ground-based, hourly global lightning climatology // Bulletin of the American Meteorological Society. 2013. V. 94. P. 1381–1391.

WWLLN – World Wide Lightning Location Network. URL: <http://webflash.ess.washington.edu/> (дата обращения: 07.08.2022).

References

Adzhiev A.H., Kuliev D.D. Characteristics of storm activity and parameters of lightning discharges in the south of the European part of Russia // Izvestiya, Atmospheric and oceanic physics. 2018. V. 54(4). pp. 372–379.

Adzhiev A.H., Kuliev D.D., Adzhieva A.A., Kupovykh G.V., Tumgoeva H.A. *Opređenje parametrov molniyevykh razryadov s ispol'zovaniem grozoregistratora LS 8000* [Definition of lightning parameters with the use of thunderstorm registry LS8000] // Bulletin of higher education institutes North Caucasus region. Natural sciences. 2018. No. 3. pp. 55–63. In Russian

Adzhiev A.K., Kupovykh G.V., Andrievska V.Y., Yurchenko N.V., Kudrinskaya T.V., Redin A.A. *Monitoring kharakteristik grozovoy aktivnosti na yuge evropeyskoy chasti Rossii* [Monitoring of the storm activity characteristics in the south of the European part of Russia] // Izvestiya SFedU. Engineering Sciences. No. 4. pp. 212–223. In Russian

Andrianova L. P., Kabashov V.Yu., Akhmetshin A.T., Atnagulov D.T. *Infrastruktura menedzhmenta riska zashchity zdaniy, sooruzheniy i liniy kommunikatsiy ot udarov molnii* [Infrastructure of risk management for protection of buildings, structures and communication lines from lightning strikes] // Innovatsionnoe razvitie nauki: fundamental'nye i prikladnye problemy: monografiya. Petrozavodsk: «Mezhdunarodnyy tsentr nauchnogo partnerstva «Novaya Nauka», 2020. pp. 201–234. In Russian

Arhipova E.P. *Karty geograficheskogo raspredeleniya chisla dney s grozoy na territorii SSSR* [Maps of the geographical distribution of the number of days with thunderstorms in the USSR] // Proceedings of Voeikov Geophysical Observatory. 1957. V. 74. pp. 41–60. In Russian

Baranovskiy N.V. *Prognozirovaniye lesnoy pozharney opasnosti v usloviyakh grozovoy aktivnosti* [Prediction of forest fire danger caused by lightning activity]. Novosibirsk: «Publishing House of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences», 2019. 235 p. In Russian

Belikova M.Y., Karanina S.Y., Karanin A.V., Glebova A.V. *Vizualizatsiya i analiz dannykh seti WWLLN na territorii Altae-Sayanskogo regiona sredstvami Veb-GIS* [Visualization and analysis of WWLLN data in the Altai-Sayan region by means of WebGIS] // Cybernetics and programming. 2018. No. 2. pp. 1–8. In Russian

Govorushko S.M. *Riski dlya chelovecheskoy deyatel'nosti, svyazannye s grozami* [Risks to human activities associated with thunderstorms] // Issues of risk analysis. 2011. V. 8(4). pp. 48–57. In Russian

Gorbatenko V.P., Ershova T.V. *Molnija kak zveno global'noj jelektricheskoy cepi* [Lightning as a link in the global electrical circuit]. Tomsk: Publishing House of the TSPU, 2011. 204 p. In Russian

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. 2021. V. 46 (6). pp. 403–409.

- Gorbatenko V.P., Tunaev E.L., Pustovalov K.N., Volkova M.A., Nechepurenko O.E. *Izmeneniya ciklogeneza nad Zapadnoj Sibir'ju v 1976–2017 gg.* [The dynamics of cyclogenesis over Western Siberia in 197–2017] // *Fundamental and Applied Climatology*. 2020. V. 2. pp. 35–57. In Russian
- Kleshcheva T.I., Potalova E.Y., Permyakov M.S. Comparison of World Wide Lightning Location Network (WWLLN) data and standard observations at weather stations in the southern Russian Far East // *Russian meteorology and hydrology*. 2021. V. 6. pp. 89–98. In Russian
- Kozhekar D., Baranetsky V. *Lesnye pozhary: prichiny i posledstviya ikh vozniknoveniya* [Forest fires: causes and consequences of their occurrence] // *Fire and technospheric safety: problems and ways of improvement*. 2021. No. 1(8). pp. 202–205. In Russian
- Nechepurenko O.E., Gorbatenko V.P., Konstantinova D.A., Sevastyanov V.V. *Indeksy neustoychivosti atmosfery i ikh porogovye znacheniya, optimal'nye dlya prognoza groz nad Sibir'yu* [Instability indices and their thresholds for the forecast of thunderstorms over Siberia] // *Hydrometeorological research and forecasting*. 2018. No. 2 (368). pp. 44–59. In Russian
- Prokofieva N.B., Osipova E.V. *Kharakter grozovoy aktivnosti na territorii Tverskoy oblasti za posledniye 30 let* [The nature of thunderstorm activity in the Tver region over the past 30 years] // *Herald of Tver State university. Series: geography and Geoecology*. 2020. No. 4. pp. 95–108. In Russian
- Pustovalov K.N., Gorbatenko V.P., Nagorskiy P.M., Nechepurenko O.E. *Prostranstvenno-vremennaya izmenchivost' konvektivnoy neustoychivosti na juge Zapadnoj Sibiri po dannym reanaliza ERA5* [The spatial and temporal variability of convective instability in the south of Western Siberia according to ERA5 reanalysis data] // *Vestnik KRAUNC. Fiz.-mat. Nauki*. 2021 V. 37(4). pp. 203–215. In Russian
- Tarabukina L.D., Kozlov V.I., Innokentiev D.E. *Analiz 11-letnej dinamiki prostranstvennogo raspredeleniya plotnosti molnij v Severnoj Azii* [Analysis of 11-years dynamics in spatial distribution of lightning density in North Asia] // *Vestnik KRAUNC. Fiz.-mat. Nauki*. 2021 V. 34(1). pp. 159–173. In Russian
- Chernokulsky A.V., Eliseev A.V., Kozlov F.A., Korshunova N.N., Kurgansky M.V., Mokhov I.I., Semenov V.A., Shvets' N.V., Shikhov A.N., Yarinich Y. I. *Opasnye atmosferynye yavleniya konvektivnogo kharaktera v Rossii: nablyudaemye izmeneniya po razlichnym dannym* [Atmospheric severe convective events in Russia: changes observed from different data] // *Russian meteorology and hydrology*. 2022. No. 5. pp. 27–41. In Russian
- Copernicus Climate Change Service. Climate reanalysis. URL: <https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis> (Date of accessed 07.08.2022).
- Dowden R.L., Brundell J.B., Rodger C.J. VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2002. V. 64 (7). pp. 817–879.
- Dowdy A. Seasonal forecasting of lightning and thunderstorm activity in tropical and temperate regions of the world // *Scientific Reports*. 2016. V. 6 (20874). pp. 1–10.
- Eliseev A.V., Ploskov A.N., Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. A correlation between lightning flash frequencies and the statistical characteristics of convective activity in the atmosphere // *Doklady Earth Sciences*. 2019. V. 485, P.1. pp. 273–278.
- George J.J. *Weather forecasting for aeronautics* // New York; London: Academic Press. 1960. 684 p.
- Konstantinova D.A., Gorbatenko V.P., Polyakov D.V. Spatial distribution of the thunderstorm activity characteristics for the territory of Western Siberia // *Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering*. 2017. V. 10466. pp. 1–7.
- Kharyutkina E., Pustovalov K., Moraru E., Nechepurenko O. Analysis of spatio-temporal variability of lightning activity and wildfires in Western Siberia during 2016–2021 // *Atmosphere*. 2022. V. 13(5):669. pp. 1–16.
- Mallick S., Rakov V.A., Ngin T., Gamera W.R., Pilkey J.T., Hill J.D., Uman M.A., Jordan D.M., Hutchins M.L., Holzworth R.H. Evaluation of the WWLLN performance characteristics using rocket-triggered lightning data // *International Conference on Grounding and Earthing & 6th International Conference on Lightning Physics and Effects*. 2014. pp. 312–316.
- Nechepurenko O.E., Gorbatenko V.P., Konstantinova D.A., Pustovalov K.N. Linking the storm cells position and high values of instability indices – a case study in the southeast of Western Siberia // *Journal of Physics: Conference Series*. 2020. V. 012006. pp. 1–7.
- Rodger C.J., Brundell J.B., Hutchins M., Holzworth R.H. The world wide lightning location network (WWLLN): Update of status and applications // *2014 XXXIth URSI General Assembly and Scientific Symposium (URSI GASS)*. 2014. pp. 1–2.
- Schultz C.J., Nauslar N.J., Wachter J.B., Hain C.R., Bell J.R. Spatial, temporal, and electrical characteristics of lightning in reported lightning-initiated wildfire events // *Fire*. 2019. V. 2 (18). pp. 1–15.
- Sfica L., Apostol L., Istrate V., Lesenciuc D., Necula F. Instability Indices as Predictors of Atmospheric Lightning – Moldova Region Study Case // *15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015, Conference Proceedings – Hydrology and Water Resources*. 2015. pp. 387–394.
- Taszarek M., Allen J.T., Púćik T., Hoogewind K.A., Brooks H.E.. Severe convective storms across Europe and the United States. Part II: ERA5 environments associated with lightning, large hail, severe wind, and tornadoes // *Journal of Climate*. 2020. V. 33 (24). pp. 10263–10286.
- Utsav B., Deshpande S.M., Das S.K., Pawar S.D., Pandithurai G. Relationship between convective storm properties and lightning over the Western Ghats // *Earth and Space Science*. 2022. V. 9. pp. 1–16.
- Virts K.S., Wallace J.M., Hutchins M.L., Holzworth R.H. Highlights of a new ground-based, hourly global lightning climatology // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2013. V. 94. pp. 1381–1391.
- WWLLN – World Wide Lightning Location Network. URL: <http://webflash.ess.washington.edu/> (Date of accessed 07.08.2022).

Информация об авторах:

Нечепуренко О.Е., кандидат физико-математических наук, доцент, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия; научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: o.e.nechepurenko@gmail.com

Горбатенко В.П., доктор географических наук, профессор, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: vpgog@tpu.ru

Пустовалов К.Н., кандидат физико-математических наук, доцент, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия; научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: const.pv@yandex.ru

Громова А.В., выпускник магистратуры по направлению «Гидрометеорология», кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: gromovaav@inbox.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Nechepurenko O.E., Cand. Sci. (Phys.-Math.), Assistant Professor, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; Researcher, Laboratory of Physics of Climatic Systems, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: o.e.nechepurenko@gmail.com

Gorbatenko V.P., Dr. Sci. (Geography), Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: vpgor@tpu.ru

Pustovalov K.N., Cand. Sci. (Phys.-Math.), Associate Professor, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; Researcher, Laboratory of Physics of Climatic Systems, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: const.pv@yandex.ru

Gromova A.V., Master's student of Hydrometeorology, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: gromovaav@inbox.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 12.08.2022; одобрена после рецензирования 04.10.2022; принята к публикации 06.11.2022

The article was submitted 12.08.2022; approved after reviewing 04.10.2022; accepted for publication 06.11.2022

Научная статья
УДК 551.594.1
doi: 10.17223/25421379/25/9

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ
АЭРОИОНОВ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ НАД ОСНОВНЫМИ
ЛАНДШАФТАМИ БАКЧАРСКОГО БОЛОТА В ПЕРИОДЫ ВЕГЕТАЦИИ
ПО ДАННЫМ ПОЛЕВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В 2020–2021 гг.**



**Мария Викторовна Оглезнева¹, Елена Эдуардовна Веретенникова²,
Пётр Михайлович Нагорский³, Константин Николаевич Пустовалов⁴,
Артыш Алашович Сат⁵, Сергей Васильевич Смирнов⁶**

^{1, 2, 3, 4, 5, 6} *Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия*

² *Сибирский государственный медицинский университет, Томск, Россия*

^{4, 6} *Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия*

¹ *oglezneva.m@yandex.ru*

² *lena2701@yandex.ru*

³ *pm_sta@mail.ru*

⁴ *const.pv@yandex.ru*

⁵ *artysh.sat@gmail.com*

⁶ *smirnov@imces.ru*

Аннотация. Представлены результаты экспедиционных измерений содержания аэроионов в условиях «хорошей погоды» в приземном слое и хроматографического анализа образцов болотной растительности, выполненные в теплые периоды 2020–2021 гг. Измерения проведены на лесоболотных ландшафтах на территории Бакчарского болота – северо-восточной периферии Большого Васюганского болотного комплекса, хроматографический анализ – в лаборатории Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН с помощью газового хроматографа. На основе проведенных измерений сделаны оценки пространственно-временной изменчивости концентрации аэроионов в различных лесоболотных ландшафтах. Отмечено, что с увеличением заболоченности наблюдается снижение концентрации аэроионов, а в течение вегетационного периода она возрастает. Результаты хроматографического анализа показали определенную зависимость содержания летучих органических соединений от фазы вегетационного периода, что позволило еще раз подтвердить гипотезу о наличии взаимосвязи аэроионов с летучими органическими соединениями.

Ключевые слова: *приземный слой, атмосферное электричество, аэроионы, ЛОС, болотные ландшафты*

Источник финансирования: исследование поддержано Российским научным фондом (грант № 22-27-00482, www.rscf.ru/en/project/22-27-00482).

Для цитирования: Оглезнева М.В., Веретенникова Е.Э., Нагорский П.М., Пустовалов К.Н., Сат А.А., Смирнов С.В. Пространственно-временная изменчивость содержания аэроионов в приземном слое атмосферы над основными ландшафтами Бакчарского болота в периоды вегетации по данным полевых измерений в 2020–2021 гг. // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 135–148. doi: 10.17223/25421379/25/9

Original article
doi: 10.17223/25421379/25/9

**SPATIO-TEMPORAL VARIABILITY OF AIR ION CONCENTRATION
IN ATMOSPHERIC SURFACE LAYER OVER MAIN LANDSCAPES OF BAKCHAR BOG
IN VEGETATIVE PERIODS BASED ON FIELD MEASUREMENTS IN 2020–2021**

**Mariya V. Oglezneva¹, Elena E. Veretennikova², Petr M. Nagorskiy³,
Konstantin N. Pustovalov⁴, Artysh A. Sat⁵, Sergei V. Smirnov⁶**

^{1, 2, 3, 4, 5, 6} *Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia*

² *Siberian State Medical University, Tomsk, Russia*

^{4, 6} *National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia*

¹ *oglezneva.m@yandex.ru*

² *lena2701@yandex.ru*

³ *pm_sta@mail.ru*

⁴ *const.pv@yandex.ru*

⁵ *artysh.sat@gmail.com*

⁶ *smirnov@imces.ru*

Abstract. The results of the expeditionary measurements of the air ion concentrations are presented in fair-weather in the surface layer and chromatographic analysis of samples of swamp vegetation made in the warm periods of 2020–2021. The measurements were carried out on swamp landscapes of Bakchar bog in the northeastern part of the Great Vasyugan swamp complex, chromatographic analysis was made in the IMCES SB RAS using a gas chromatograph. Based on the measurements, assessments of the spatio-temporal variability of air ion concentrations in various swamp landscapes were made. It is noted that with an increase in swallowing, there is a decrease in air ion concentrations, and it increases during the vegetation season. The results of chromatographic analysis showed a certain dependence of the content of volatile organic compounds on the phase of the vegetation season, which made it possible to once again confirm the hypothesis of the presence of correlation between air ions and volatile organic compounds.

Keywords: surface layer, atmospheric electricity, air ions, VOC, swamp landscapes

Source of financing: The Russian Science Foundation (grant No. 22-27-00482, www.rscf.ru/en/project/22-27-00482, supported this research).

For citation: Oglezneva M.V., Veretennikova E.E., Nagorskiy P.M., Pustovalov K.N., Sat A.A., Smirnov S.V. (2022) The electrical state of surface layer over swamp landscapes. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 135–148. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/25/9

Введение

К атмосферным ионам относят все электрически заряженные частицы, содержащиеся в воздухе, – от молекулярных кластеров до аэрозольных частиц [Ehn et al., 2010]. На сегодняшний день признанно, что ионы играют важную роль в атмосферных процессах [Harrison, Tammet, 2008; Hirsikko et al., 2011]. Результаты исследования изменчивости содержания аэроионов и проводимости воздуха отражены в работах [Chalmers, 1952; Israel, 1970; Eisele, 1989; Dhanorkar, Kamra 1992; Ling, Jayaratne, Morawska, 2010]. В большинстве из них измерения содержания аэроионов проводились приборами на основе конденсаторов Гардиена и в условиях хорошей погоды. В атмосферном электричестве под хорошей погодой принимают условия, когда общее количество облачности не превышает 5 баллов, отсутствует облачность нижнего яруса и атмосферные явления, ухудшающие дальность видимости, а скорость ветра не более 6 м/с [Israel, 1970].

Проведенные исследования позволили установить как глобальные, так и локальные источники образования аэроионов: легких за счет ионизации, средних и тяжелых за счет взаимодействия с молекулярными соединениями и аэрозольными частицами. В нижней атмосфере основными ионизаторами являются фоновое радиоактивное излучение, обусловленное выходом из почвы и полураспадом радона, и галактические космические лучи [Israel 1970; Harrison, Tammet, 2008]. Поэтому скорость ионизации в приземном слое, главным образом, зависит от концентрации радона и его дочерних продуктов распада в воздухе [Israel, 1970; Harrison, Tammet, 2008].

На образование средних и тяжелых аэроионов также оказывают влияние некоторые локальные факторы, такие как разбрызгивание воды (эффект Ленарда, или баллоэлектрический эффект) [Chalmers, 1952; Israel, 1970], происходящее на берегах водоемов, при-

чем на морских происходит увеличение содержания положительных аэроионов [Blanchard, 1966], а вблизи водопадов и во время дождя – отрицательных [Laakso et al., 2007].

Еще одним механизмом локального образования средних и тяжелых аэроионов может служить взаимодействие молекулярных кластеров фотохимического происхождения с легкими ионами. По данным [Jayaratne, Ling, Morawska, 2011; Севостьянов, Грязькин, 2016], выбросы летучих органических соединений (ЛОС) некоторыми видами растений приводят к увеличению концентрации аэроионов. Основываясь на долгосрочных измерениях ионов, проведенных в бореальных лесах на юге Финляндии [Kulmala et al., 2013] пришли к выводу, что вклад ионов в образование новых аэрозольных частиц в бореальных лесах незначителен. Однако исследования, проведенные [Junninen et al., 2008; Rose et al., 2018], показали, что аэроионы могут играть большую роль в формировании ядер конденсации в бореальных лесах ночью. В работах [Rose et al., 2018; Lee et al., 2019] выдвигаются предположения о значимом влиянии ЛОС и аэроионов на облакообразование, поскольку они способствуют формированию ультрадисперсных аэрозольных частиц, которых впоследствии могут действовать как ядра конденсации.

В свою очередь, сток и трансформация аэроионов происходят как за счет рекомбинации и оседания на поверхность аэрозольных частиц [Israel, 1970] и молекулярных кластерах [Harrison, Tammet, 2008], в том числе на ЛОС, так и в процессе атмосферного переноса.

Поэтому в последние годы все больше внимания уделяется изучению состава органических соединений, выделяемых природными источниками, в частности растительностью, в атмосферу. Это относится прежде всего к таким реакционноспособным соединениям, как монотерпеновые углеводороды ($C_{10}H_{16}$), которые в определенных условиях могут вступать в фотохимические реакции, приводящие к образова-

нию озона и аэрозольных частиц. Иницируемое озоном и радикалами гомогенное и газофазное окисление терпенов имеет сложный механизм и приводит к образованию кислородсодержащих соединений (альдегидов, кетонов, терпенов и др.).

Главным поставщиком летучих терпеноидов в атмосферу являются хвойные побеги. При этом сезонные изменения концентрации терпенов в пологом леса могут быть довольно значительными [Lim et al., 2008; Matsunaga et al., 2013]. Максимальное содержание этих соединений, как правило, отмечается в июне и начале июля. Затем их вклад постепенно снижается к концу августа и несколько повышается в первой половине сентября [Duce et al., 1983; Guenther et al., 1995; Исидоров, 2001; Lim et al., 2008; Matsunaga et al., 2013].

Все вышеперечисленное свидетельствует о сложных механизмах взаимосвязи ЛОС, аэроионов и аэрозольных частиц, которые остаются малоисследованными до сих пор.

Целью данной работы является оценка пространственно-временной изменчивости содержания аэроионов в приземном слое на различных болотных ландшафтах в условиях хорошей погоды и анализ влияния ЛОС, выделяемых болотной растительностью, на их содержание.

Материалы и методы исследования

Наши исследования проводились в течение 2020–2021 гг. на территории, указанной на карте на рис. 1 красным крестиком. Расположение семи пунктов наблюдений (ПН) на территории исследования показано на рис. 2, на котором для более ясного понимания их положения они показаны на крупномасштабной топографической карте (рис. 2, а) и на спутниковом снимке Landsat (рис. 2, б). Их географические координаты представлены в табл. 1.

Пункты наблюдения были организованы на стационаре «Васюганье» и в лесоболотной зоне (в лесу и на болотном ландшафтном профиле). По своей сути выбранный нами ландшафтный профиль представляет собой натурную модель, отражающую реальные природные условия развития типичных болотных экосистем на территории южной тайги Западной Сибири. Ландшафтный профиль пересекает основные виды болотных фитоценозов: заболоченный высокорослый смешанный лес в периферийной части болотного массива, высокий рям, низкий рям и осоково-сфагновую топь.

Стационар «Васюганье» (ПН 7) расположен в районе д. Польшанка Бакчарского района Томской области. ПН 5 и 6 находятся, соответственно, на поляне на границе сухого и заболоченного участков леса и под пологом смешанного леса с хорошо дренированной подстилающей поверхностью. Ландшафтный профиль (ПН 1–4) находится на водоразделе малых рек Бакчара и Иксы, которые входят в состав речных систем Чаи и Оби. Район водораздела относится к подзоне южной тайги и представляет собой северо-восточную часть (Бакчарское болото) крупнейшей системы водно-болотных угодий в мире – Большого Васюганского болота.

С точки зрения климатических условий, для территории исследования характерен умеренно континентальный климат с умеренно холодной зимой и умеренно жарким летом, со среднегодовой температурой воздуха $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Dyukarev, 2015], с суммой годовых осадков 468 мм, из которой 45 % приходится на летние месяцы, 12 % – на зимние. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова составляет в среднем 172 дня [Киселев, Воропай, Дюкарев, 2016]. Первый снежный покров в октябре обычно сходит под влиянием последующих оттепелей. Разрушение устойчивого снежного покрова происходит в среднем к концу второй декады апреля.

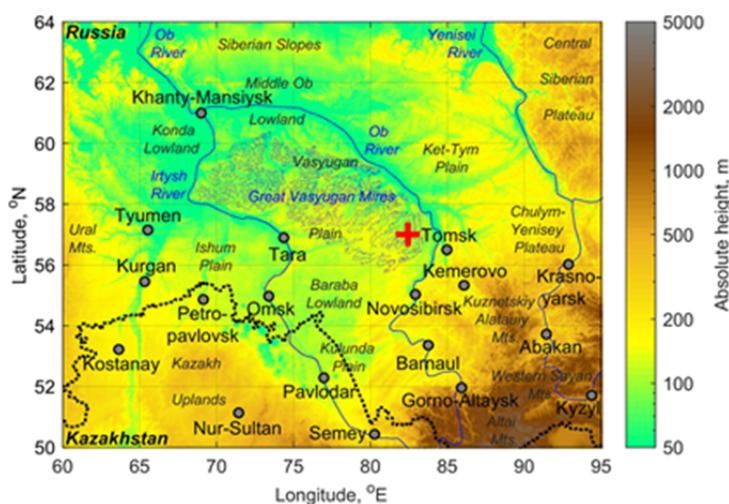


Рис. 1. Территория исследования (красный крестик)

Fig. 1. The study area (red cross sign)

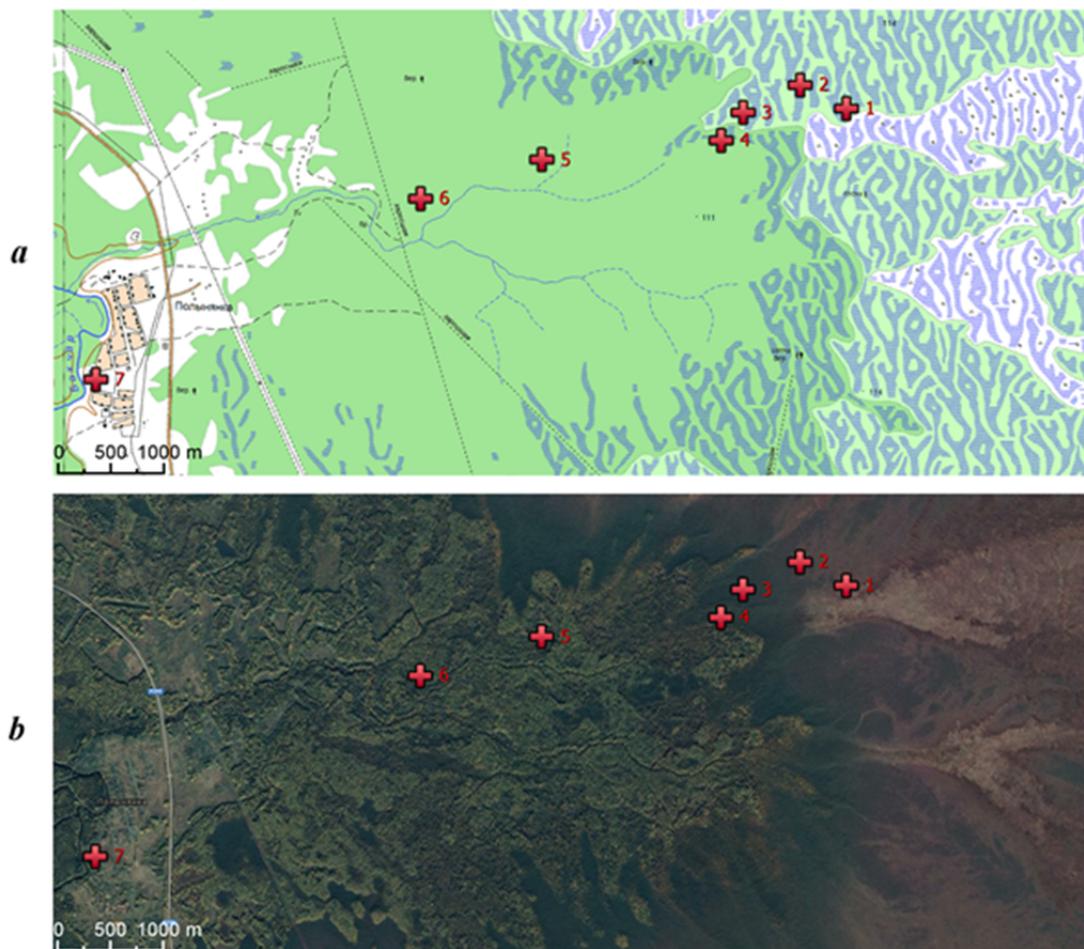


Рис. 2. Расположение пунктов наблюдения на территории исследования на топографической карте

a – и спутниковом снимке Landsat (*b*): 1 – осоково-сфагновая топь, 2 – низкий рям, 3 – высокий рям, 4 – заболоченный высокорослый смешанный лес в периферийной части болотного массива, 5 – поляна на границе сухого и заболоченного участков леса, 6 – высокорослый смешанный лес, 7 – стационар «Васюганье»

Fig. 2. Site locations in the study area on a topographic map

a – and a Landsat image; *b*: 1 – a sedge-sphagnum marsh, 2 – a low ryam, 3 – a high ryam, 4 – a swampy tall mixed forest in the peripheral part of the swamp massif, 5 – a glade on the border of dry and swampy areas of the forest, 6 – a tall mixed forest, 7 – Vasyuganye station

С точки зрения ландшафтных условий, территория исследования в ПН 5 и 6 представляет собой смешанный лес с березово-сосново-зеленомошным растительным сообществом. Ландшафт в ПН 4 также представляет смешанный, но заболоченный лес с березово-сосново-зеленомошным растительным сообществом. Поверхность обладает резко выраженным микрорельефом, образованным приствольными повышениями, упавшими стволами, моховыми кочками, корягами, выворотнями. Древостой заболоченного леса двухъярусный, проективное покрытие древесного яруса 80 %. Первый ярус образован сосной обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.) и кедром (*Pinus sibirica* Du Tour.) со средней высотой древостоя

15 м. Второй ярус представлен сосной сибирской и березой пушистой, средняя высота древостоя 10 м. Кустарничковый ярус развит слабо, он образован брусникой (*Vaccinium vitis-idaea* L.) с проективным покрытием 10 %. Травяная растительность представлена хвощом лесным (*Equisetum sylvaticum* L.), майником двулистным (*Majanthemum bifolium*), морошкой (*Rubus chamaemorus*), вейником Лангсдорфа (*Calamagrostis langsdorffii*). Проективное покрытие мохового яруса составляет около 80 %. При продвижении по профилю в сторону болота в растительном сообществе увеличивается доля кустарничков, зеленые мхи постепенно вытесняются сфагновыми. Древесный ярус существенно не меняется.

Ландшафт высокого рьяма (ПН 3) представляет собой окраину верхового водораздельного массива. Микрорельеф представлен моховыми подушками и приствольными буграми высотой до 50 см. Растительность высокого рьяма принадлежит к сосново-кустарничково-сфагнутой ассоциации. Древесный ярус состоит из сосны (*Pinus sylvestris* L.) со средней высотой древостоя 18 м, проективное покрытие древесного яруса 90 %. Подрост представлен в основном сосной и единичными экземплярами кедра и березы высотой 5–10 м. Кустарничковый ярус развит пышно, достигает высоты 50 см, проективное покрытие 90 %. Доминантами являются багульник болотный (*Ledum palustre*), кассандра болотная (*Chamaedaphne calyculata*), брусника (*Vaccinium vitis-idaea*) и клюква (*Oxycoccus microcarpus*). Проективное покрытие травяного покрова – 15 %. Доминантами мохового покрова являются сфагновые мхи (*Sphagnum angustifolium*). Торфяная залежь в высоком рьяме имеет мощность не более 1 м.

За высоким рьямом по направлению к центру болота ландшафт переходит в форму низкого рьяма (ПН 2) с сосново-кустарничково-сфагнутой ассоциацией. Поверхность низкого рьяма характеризуется волнистым микрорельефом из-за большого количества больших моховых подушек высотой около 30 см и диаметром в среднем до 3 м. Современный растительный покров представлен древесным ярусом с низкорослой

сосной (*Pinus sylvestris* L.) со средней высотой древостоя 2–3 м, кустарничковым ярусом, который обильно развит на микроповышениях (общее проективное покрытие 60–70 %). Доминантами являются *Ledum palustre* L., *Chamaedaphne calyculata* L., *Andromeda polifolia* L., *Vaccinium uliginosum* L., *Oxycoccus microcarpus* Turcz. В моховом покрове на повышениях доминирует (95 %) *Sphagnum fuscum* Klinggr., на межкочковых понижениях встречается *Sph. Angustifolium* C. Jens. и *Sph. Magellanicum* Brid. Травяной ярус развит слабо (проективное покрытие 5 %), представлен куртинами *Eriophorum vaginatum* L., *Rubus chamaemorus* L., *Drosera rotundifolia* L. Торфяная залежь достигает мощности 3 м.

Осоково-сфагновая топь (ПН 1) занимает центральную часть болотного массива. Микрорельеф представлен незначительными микроповышениями высотой до 20 см. В современном растительном покрове преобладают *Eriophorum vaginatum* L. и *Carex rostrata* Stokes (проективное покрытие 64 %). Моховой ярус представлен различными видами сфагновых мхов (*Sph. fuscum* Klinggr., *Sph. Angustifolium* C. Jens. и *Sph. Magellanicum* Brid.), формирующими микрорельеф. Степень покрытия моховым ярусом составляет 100 %. Торфяная залежь здесь достигает мощности 3 м.

Таблица 1

Координаты пунктов наблюдений

Table 1

Site coordinates

Координаты	Пункт наблюдения						
	1	2	3	4	5	6	7
Широта	56°58,28' N	56°58,40' N	56°58,26' N	56°58,12' N	56°58,02' N	56°57,83' N	56°56,97' N
Долгота	82°37,11' E	82°36,69' E	82°36,17' E	82°35,90' E	82°34,33' E	82°33,22' E	82°30,32' E
Высота н. у. м., м	115	113	111	111	130	117	114

Наше исследование включало проведение измерений концентрации аэроионов и основных метеорологических величин в пунктах наблюдений с различными лесоболотными экосистемами и отбор образцов растительности с их последующим хроматографическим анализом для качественной и количественной оценки содержания ЛОС в биомассе, которая бы позволила опосредованно судить о связи ЛОС с аэроионами. Большая скорость выделения и высокая реакционная способность ЛОС, в частности терпенов, обуславливают их сильнейшее влияние на газовый и аэрозольный состав приземной атмосферы в пределах аэротопа различных лесных сообществ, в том числе и болотных экосистем.

Измерения ПН проводились в теплые периоды 2020–2021 гг. во второй половине дня последова-

тельно в ходе маршрутных съемок, начиная с топи и заканчивая стационаром. В пределах болотных ландшафтов измерения проводились на краю дощатых настилов, имеющих в ПН 1–4, в ПН 5–7 измерения выполнялись непосредственно на подстилающей поверхности.

В ПН счетчики аэроионов устанавливались на штативы на высоте 1 м. Измерение концентрации аэроионов проводилось в течение 10 мин с дискретностью 1 с.

Метеорологические величины измерялись в течение 1 мин через 5 мин после начала измерения аэроионов. Также регистрировались тип и количество облаков. Пример размещения счетчика аэроионов в ПН на разных болотных ландшафтах показан на рис. 3.

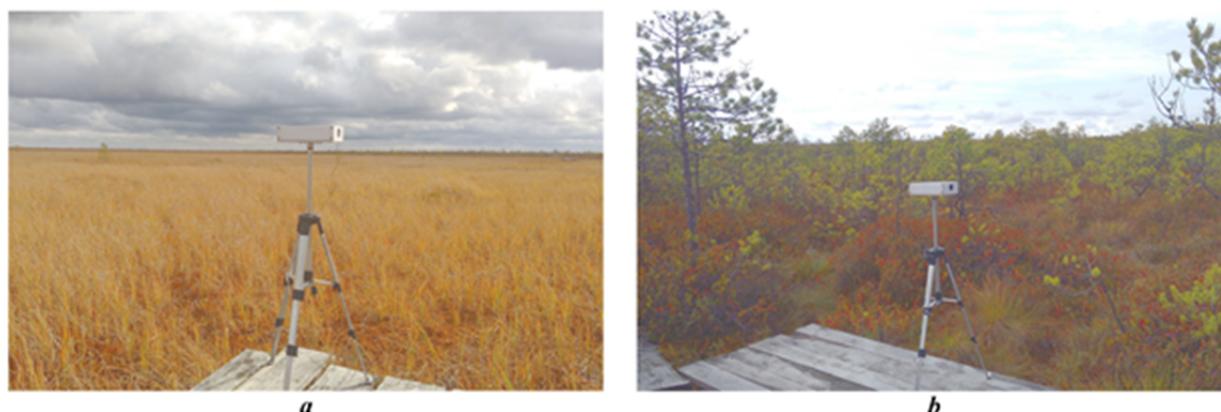


Рис. 3. Измерения концентрации аэроионов в ПН 1 на осоково-сфагнутой топи (а) и в ПН 2 в низком ряме (b)

Fig. 3. Measurements of air ion concentration at site 1 on the sedge-sphagnum marsh (a) and at site 2 in the low ryam (b)

Измерение счетной концентрации аэроионов производилось двумя приборами Air Ion Counter Model AIC2 (AlphaLab, США). Этот портативный прибор измеряет счетную концентрацию (количество) ионов в см^{-3} воздуха. Измерение положительных и отрицательных ионов производится раздельно. В конструкции счетчика используется аспирационный конденсатор – трубка Гардиена, имеется встроенный проточный вентилятор с постоянной скоростью прокачки воздуха и функция самокалибровки. Прибор позволяет измерять концентрацию ионов до 2 млн в см^3 .

Измерения метеорологических величин, оказывающих наибольшее влияние на аэроионы, также производилось с помощью портативных приборов. Температура и относительная влажность воздуха измерялись термогигрометром MS-6508 (Precision Mastech, Гонконг). Он позволяет также определять температуру точки росы и температуру смоченного термометра. Погрешность измерения температуры воздуха составляет $\pm 0,5$ °C, относительной влажности – ± 2 %. Анемометр MS6252A (Precision Mastech, Гонконг) измеряет мгновенные, средние и экстремальные значения скорости ветра с разрешением до 0,01 м/с. Инструментальные наблюдения дополнялись визуальными наблюдениями за облачностью и атмосферными явлениями. В каждом пункте наблюдения было выполнено описание его ландшафта.

Для косвенной оценки интенсивности выделения ЛОС производился отбор образцов болотной растительности и их лабораторный анализ. Отбор образцов для хроматографического анализа проводился в ПН 2 в низком ряме. Исходным сырьем послужили лапки сосны сибирской (*Pinus sylvestris* L.). Согласно техническим условиям ГОСТ-21769-84, отбор образцов проводился во время экспедиционных выездов в

мае, июне, августе и сентябре [ГОСТ-21769-84]. Отбренные лапки сосны в лабораторных условиях нарезались длиной 3–5 мм, после чего из измельченного сырья массой не менее 100 г проводилась экстракция эфирного масла методом гидродистилляции в течение 3 ч, как это описано в [Ткачёв, 2008]. После экстракции масло отделялось, сушилось безводным сульфатом натрия и помещалось в стеклянные хроматографические виалы. Выход эфирного масла рассчитывался в процентах от абсолютной сухой массы, для чего навески сырья высушивали в бюксах в сушильном шкафу при температуре +40 °C до установления постоянной массы. Состав эфирного масла определялся на хроматографе Agilent Technologies 7890 GC System. Разделение осуществлялось на капиллярной колонке HP-5 длиной 30 м с внутренним диаметром 0,25 мм. Температура испарителя – 280 °C, объем пробы – 1 мкл, разделение потока – 100 : 1. Температурный режим колонки: 50 °C (2 мин), 50–240 °C (4°/мин), 240–280 °C (20°/мин), 280 °C (5 мин). Газ-носитель – гелий с постоянным потоком 1 мл/мин. Определение компонентов проводилось с использованием собственной библиотеки хромато-масс-спектрометрических данных. Количественный анализ выполнялся методом внутренней нормировки по площадям газохроматографических пиков, вычисленных с помощью пакета Agilent ChemStation без использования корректирующих коэффициентов.

Результаты и их обсуждение

Пространственная изменчивость аэроионов. В результате проведенных измерений была определена концентрация аэроионов в типичных ландшафтах Бакчарского болота (ПН 1–4), которая изменя-

лась в пределах $750\text{--}850\text{ см}^{-3}$ для положительных и $200\text{--}700\text{ см}^{-3}$ для отрицательных аэроионов. В большинстве случаев преобладали положительные ионы (табл. 2, рис. 4). Обнаружено, что с уменьшением обводненности почвы, по направлению от топи к заболоченному лесу, медианные значения концентрации положительных ионов снижаются с $1\ 000$ до 750 см^{-3} , а отрицательные, наоборот, возрастают более чем в 3 раза. Также противоположно изменяются значения дисперсии у обоих полярностей ионов (рис. 4). При этом практически во всех пунктах наблюдений иногда наблюдалась очень низкая концентрация ионов – около 10 см^{-3} , являющаяся нижним пределом чувствительности счетчика.

Иная ситуация наблюдалась на ландшафтах с относительно сухой подстилающей поверхностью

(ПН 5–7). Концентрации ионов обеих полярностей, как и их дисперсии, возрастают при удалении от болота. При этом измерения на стационаре (ПН 7) показали, что концентрация отрицательных аэроионов на селитебной территории в населенном пункте более чем в 3 раза ниже концентрации в лесу. Предположительно, мы это связываем с более высокой аэрозольной загрязненностью приземного слоя в населенном пункте и у автотрассы (рис 2, а).

Следует также отметить общую тенденцию к увеличению концентрации всех аэроионов в направлении от болота к лесу, которая хорошо видна на рис. 4, что, как будет показано далее, вероятно связано с ЛОС, выделяемыми растительностью, в первую очередь хвойными деревьями и кустарниками, обильно произрастающим на рямях и в лесу.

Таблица 2
Основные статистические характеристики изменчивости содержания положительных/отрицательных аэроионов в пунктах наблюдений по данным измерений в 2020–2021 гг.

Table 2

Main statistical parameters of amount variation of positive/negative air ions at sites based on measurement data in 2020–2021

Статистическая характеристика	Пункт наблюдения						
	1	2	3	4	5	6	7
Среднее	860/330	740/500	740/460	745/720	1 430/720	1 970/1 290	2 100/530
Медиана	1 000/240	870/555	850/380	740/780	1 450/640	2 410/1 660	2 450/520
Межквартильный размах	1 280/220	480/410	300/430	240/490	780/1030	1 390/1 185	300/310
5-й процентиль	10/10	10/10	250/10	280/50	60/10	20/30	1820/60
25-й процентиль	90/170	510/290	670/240	635/490	1 100/180	1 180/655	2 270/370
75-й процентиль	1 370/390	990/700	970/670	875/980	1 880/1 210	2 570/1 840	2 570/680
95-й процентиль	1 930/720	1 220/1040	1 290/1170	1 220/1570	2 320/1 750	3 980/2 660	3 000/1 140

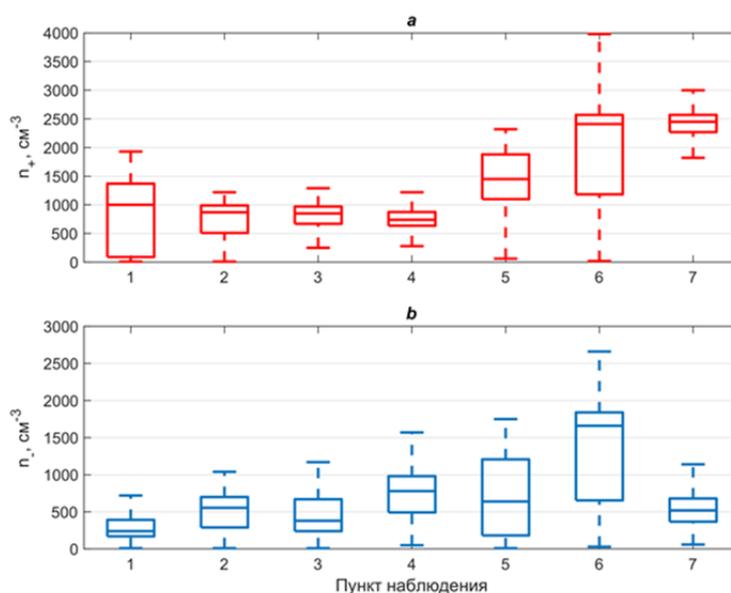


Рис. 4. Изменчивость содержания положительных (а) и отрицательных (б) аэроионов в пунктах наблюдений по данным измерений в 2020–2021 гг.

Fig. 4. Amount variation of positive (a) and negative (b) air ions at sites based on measurement data in 2020–2021

Временная изменчивость аэроионов. Как было сказано во введении, аэроионы подвержены влиянию различных геофизических и метеорологических факторов. Поэтому при анализе изменчивости ионов необходимо учитывать изменчивость метеорологических величин, изменения фаз вегетационного периода, обводненности почв и почвенной эмиссии радона. Далее рассмотрим оценки сезонного содержания и изменчивости аэроионов на различных участках ландшафтного профиля Бакчарского болота.

На рис. 5 и 6 и в табл. 3 приведены обобщенные результаты измерений концентраций положительных и отрицательных ионов, проведенных на разных типах ландшафтов в мае, июне, августе и сентябре 2020–2021 гг. На рис. 5 видно, что во временном ходе положительных аэроионов наблюдается выраженная сезонность. В мае и июне были зарегистрированы значения концентрации положительных аэроионов до 600 см^{-3} на обводненных участках и до $1\,000 \text{ см}^{-3}$ на более сухих. В августе и сентябре кон-

центрации значительно возросли – до $1\,000 \text{ см}^{-3}$ на болотных ландшафтах и до $2\,500 \text{ см}^{-3}$ на поляне и в лесу. В свою очередь максимальные концентрации положительных аэроионов для августа и сентября в несколько раз выше, чем для тех же ПН в мае. Наименьшие концентрации положительных ионов наблюдаются в мае, а отрицательных – в июне.

Во временном ходе содержания отрицательных аэроионов также прослеживается сезонность. Однако в мае наблюдается аномалия, когда на болотных ландшафтах отмечаются более высокие концентрации, чем в другие месяцы. В мае происходит активное цветение многих растений, а также выделение активных веществ хвойными деревьями, что, по данным некоторых исследователей [Севостьянов, Грязькин, 2016], приводит к повышенному образованию отрицательных аэроионов. Стоит также отметить, что от топи к поляне увеличивается количество цветущих болотных растений – багульника, кассандры, брусники, а также хвойных деревьев.

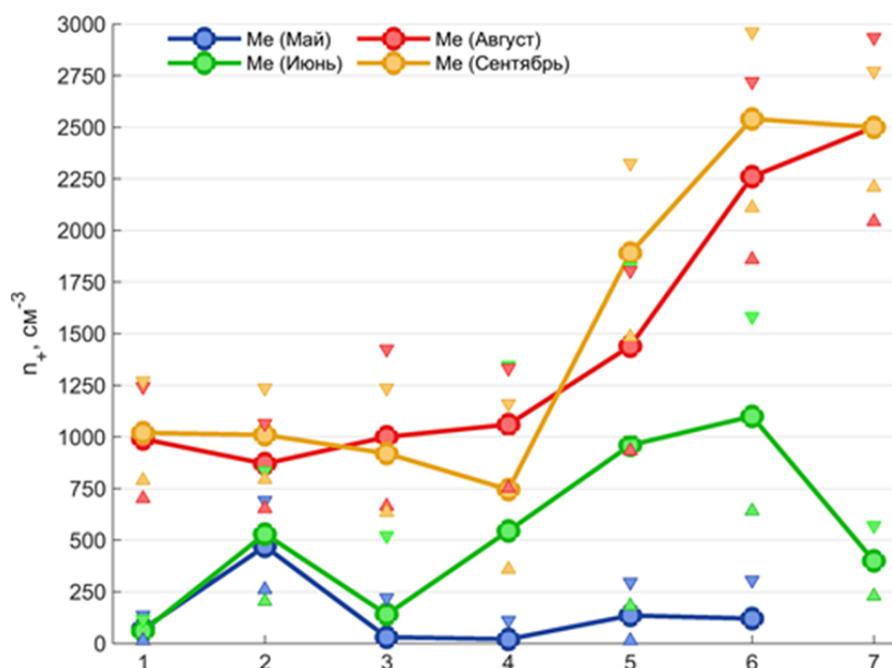


Рис. 5. Изменения концентрации положительных аэроионов вдоль ландшафтного профиля по данным измерений в мае–сентябре 2020–2021 гг.

Здесь и на рис. 6: кружки – медианные значения, треугольники – верхняя (W_{up}) и нижняя (W_{down}) границы доверительного интервала, определяемые как $W_{up} = P_{75} + 1,5 \times IQR$ и $W_{down} = P_{25} - 1,5 \times IQR$, где P_{25} и P_{75} – 25- и 75-й процентиля, IQR – межквартильный размах

Fig. 5. Changing of the positive air ion concentration along the landscape track based on measurement data in May–September of 2020–2021

Here and in the fig. 6: circles are median values, triangles are upper (W_{up}) and bottom (W_{down}) borders of confidence interval, determined as $W_{up} = P_{75} + 1.5 \times IQR$ and $W_{down} = P_{25} - 1.5 \times IQR$, where P_{25} and P_{75} are 25th and 75th percentiles, IQR – interquartile range

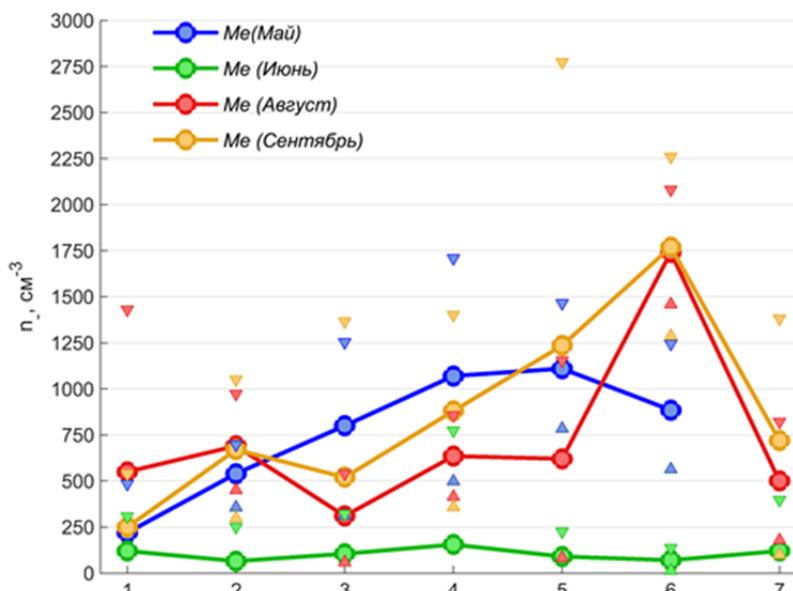


Рис. 6. Изменения концентрации отрицательных аэроионов вдоль ландшафтного профиля по данным измерений в мае–сентябре 2020–2021 гг.

Fig. 6. Changing of the negative air ion concentration along the landscape track based on measurement data in May–September of 2020–2021

Таблица 3

Основные статистические характеристики изменчивости содержания положительных/отрицательных аэроионов в пунктах наблюдений по данным измерений в разные месяцы 2020–2021 гг.

Table 3

Main statistical parameters of amount variation of positive/negative air ions at sites based on measurement data in different months of 2020–2021

Месяц	Статистическая характеристика	Пункт наблюдения						
		1	2	3	4	5	6	7
Май	Среднее	80/240	480/540	70/810	70/1 080	190/1 110	180/920	нет данных
	Медиана	70/220	470/540	30/800	20/1 070	140/1 110	120/890	
	5-й процентиль	40/90	400/440	10/580	10/640	90/930	80/660	
	95-й процентиль	120/460	610/740	200/1090	330/1 500	460/1 370	580/1290	
Июнь	Среднее	60/130	520/120	180/140	580/230	980/120	1140/90	400/160
	Медиана	60/120	530/70	140/110	550/160	960/90	1100/70	400/120
	5-й процентиль	20/40	270/10	40/30	300/60	550/20	790/40	290/80
	95-й процентиль	130/240	700/730	380/440	1 000/510	1 350/250	1 360/150	580/400
Август	Среднее	970/560	860/700	1 030/340	1 050/650	1 390/620	2 270/1 770	2 510/510
	Медиана	990/550	870/690	1 000/310	1 060/640	1 440/620	2 260/1 740	2 500/500
	5-й процентиль	790/240	750/520	810/210	820/530	1 080/400	1 800/1 550	2 250/330
	95-й процентиль	1 110/970	970/880	1 280/590	1 270/870	1 710/850	2 800/2 000	2 940/710
Сентябрь	Среднее	1 050/250	1 010/670	930/560	760/870	1 920/1060	2 540/1 800	2 470/730
	Медиана	1 020/250	1 010/670	920/520	750/880	1 890/1240	2 540/1 770	2 500/720
	5-й процентиль	840/70	870/440	730/260	570/490	1 700/200	2 320/1 540	2 220/340
	95-й процентиль	1 450/420	1 160/890	1 180/970	980/1 180	2 230/1 630	2 800/2 150	2 650/1 140

Взаимосвязь аэроионов и ЛОС. Для оценки влияния ЛОС на аэроионы в течение мая, июня, августа и сентября 2021 г. были проведены одновременные измерения счетных концентраций аэроионов с по-

мощью двух приборов на двух близкорасположенных участках (удалении друг от друга не более 7 м) в низком ряме (ПН 2) и отборы образцов растительности (*Pinus sylvestris* L.) на одном из них. Участок I

был относительно открытым, сосны находились на расстоянии нескольких метров от прибора. На участке II измерения проводились в плотном пологе сосен, здесь же отбирались образцы – по три сосновых лапки с каждого дерева. Всего было использовано семь одних и тех же сосен, располагавшихся вокруг измерительного прибора.

На рис. 7 показаны результаты этих измерений. Как видно, на участке I концентрации положительных и отрицательных аэроионов в мае более чем в 5 раз выше, чем на участке II. В июне наблюдается схожая картина, но разница между концентрациями аэроионов на двух участках уменьшается. Кроме того, в июне отмечается более сильный разброс значений концентраций аэроионов обеих полярностей на участке I. В августе концентрации аэроионов обеих полярностей еще более возрастают и выравниваются на обоих участках.

Из отобранных образцов лапок сосны по ранее описанной методике была осуществлена экстракция эфирного масла и проведен его хроматографический анализ. Один из результатов анализа в виде хроматограммы эфирного масла, извлеченного из образцов июньской сосны, показан на рис. 8. Анализ показал, что содержание эфирного масла в разные месяцы заметно различается. Наиболее насыщены эфирным маслом оказались лапки сосны, отобранные в июне (2,25 мл), которые в 2 раза больше содержали масла, чем отобранными в августе и сентябре (1,22 и

1,53 мл соответственно). Полученные результаты не противоречат литературным данным и отражают естественный цикл развития дерева [Фуксман, 1999; Trapp, Croteau, 2001].

Качественный состав эфирных масел, экстрагированных во все месяцы отбора, довольно единообразен. Общими компонентами эфирных масел являются 10 монотерпенов, причем большинство из них присутствовали на протяжении всех месяцев исследований (табл. 4). Во все месяцы α -пинен является доминирующим веществом, в минимальном количестве содержатся сабинен, γ -терпинен и борнилацетат.

Вместе с тем абсолютные концентрации монотерпенов подвержены значительным колебаниям в течение летнего периода. Бросается в глаза отсутствие таких компонентов, как трициклен, сабинен, Δ -3-карен и γ -терпинен в июньском эфирном масле. В то же время мы видим, что эти компоненты в значительном количестве появляются в образцах эфирного масла, отобранных в августе и сентябре. Количественное содержание основных компонентов в сезоне изменяется заметным образом, причем если вклад α -пинена и β -мирцена снижается от лета к осени, то трициклена и борнилацетата в ходе вегетации, напротив, увеличивается. Изменения концентраций остальных монотерпенов незначительны на протяжении всего сезона, которые колеблются около среднего для каждого компонента значения.

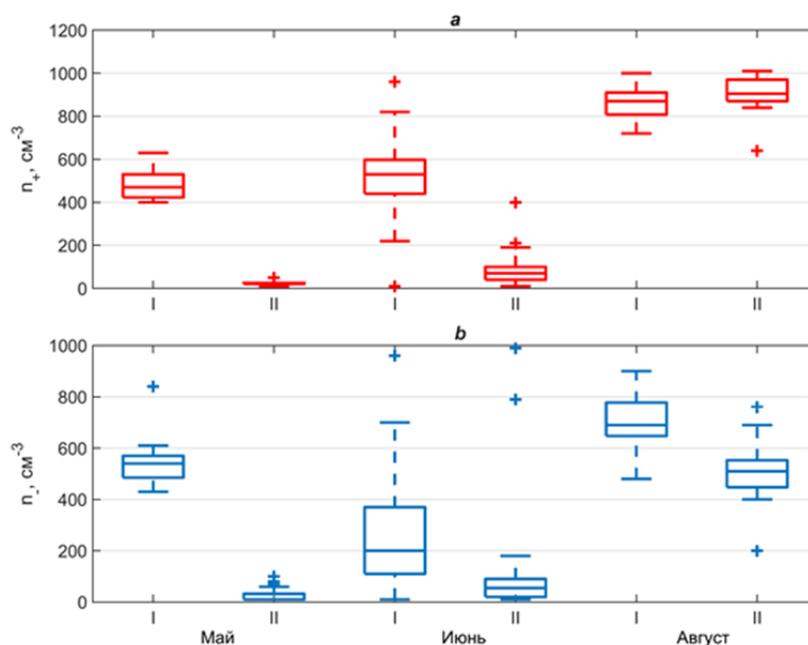


Рис. 7. Изменение концентраций положительных (а) и отрицательных (б) аэроионов на двух близко расположенных участках в пределах низкого рьяма по данным измерений в мае, июне и августе 2021 г.

Fig. 7. Changing of the positive (a) and negative (b) air ion concentrations on two closely located plots within a low ryam based on measurement data in May, June and August of 2021

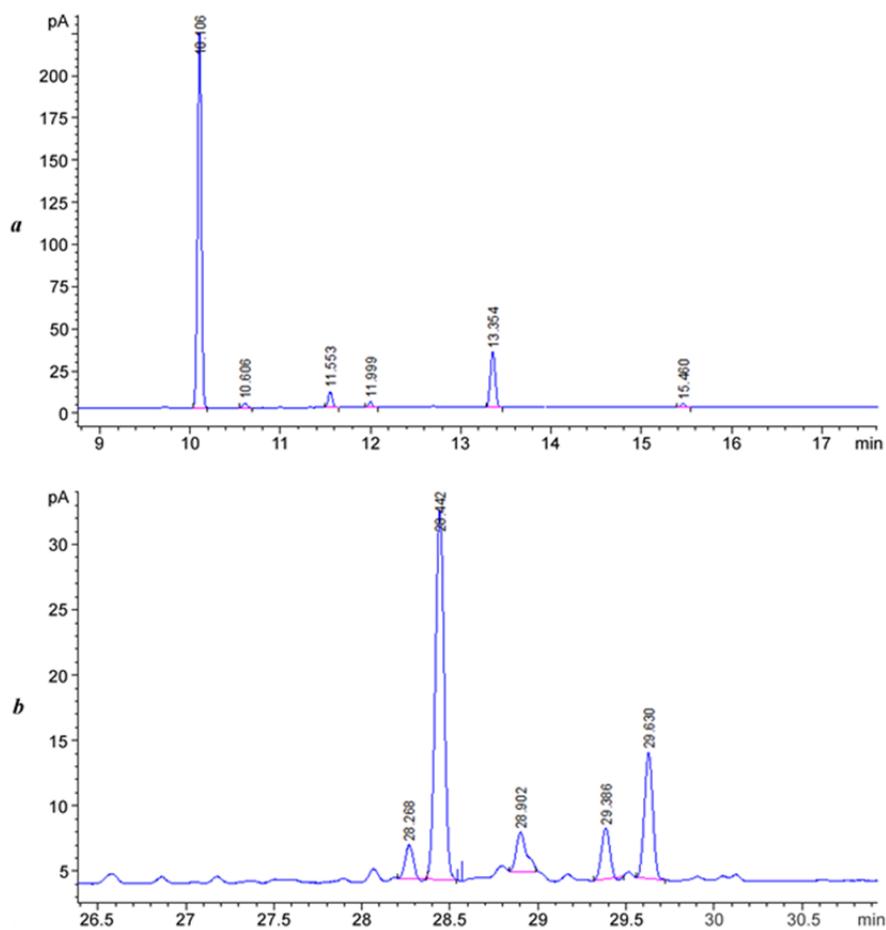


Рис. 8. Хроматограмма, показывающая наличие основных компонентов эфирного масла в образцах сосны (*Pinus sylvestris* L.), отобранных в низком ряме в июне 2021 г.

Fig. 8. Chromatogram of the main component's content of essential oil in samples of pine (*Pinus sylvestris* L.), taking in the low ryam in June 2021

Таблица 4
Временные изменения содержания основных компонентов эфирного масла в образцах сосны (*Pinus sylvestris* L.), отобранных в низком ряме в 2021 г., %

Table 4
Temporal changing of the main component's content of essential oil in samples of pine (*Pinus sylvestris* L.) taking in the low ryam in 2021, %

Компонент	Июнь	Август	Сентябрь
Трициклен	—	0,96	11,00
α-пинен	41,60	37,50	28,10
Камфен	2,85	3,94	3,53
Сабинен	—	0,50	—
β-пинен	1,60	2,97	2,35
β-мирцен	5,54	1,83	1,68
Δ-3-карен	—	12,30	9,77
Лимонен + β-фелландрен	6,53	3,84	4,85
γ-терпинен	—	1,14	1,09
Борнилацетат	0,61	0,25	2,57
Сумма монотерпеновых углеводородов	59,50	66,90	52,20
Терпены/сесквитерпены	59,50/40,50	66,86/33,14	52,20/47,80

Примечание. «—» компонент не обнаружен.

Note. «—» the component is not detected.

Ландшафты и экосистемы в ПН отличаются произрастающей здесь растительностью. Как было сказано выше, в растительном покрове низкого рьяма преобладает сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris* L.) – один из основных источников выделения в атмосферу ЛОС, которые, в свою очередь, в ходе фотохимических реакций могут приводить к образованию мелкодисперсного аэрозоля или выступать самим в качестве молекулярных кластеров. Эти частицы и кластеры являются стоком для легких ионов и, в зависимости от их размера, формируют средние и тяжелые аэроионы. Поэтому одной из возможных причин наблюдаемого различия между концентрациями аэроионов, зарегистрированных в начале и конце вегетационного периода (рис. 5, 6), а также на двух участках на ПН 2 (рис. 7), является различная интенсивность взаимодействия аэроионов и ЛОС, в частности терпенов. Концентрация ЛОС в воздухе зависит от интенсивности эманации терпенов из растений, в частности из сосновой хвои, имеющей выраженную сезонную изменчивость, и количества хвойных на разных ландшафтных участках с различной площадью и плотностью покрытия территории.

Заключение

Данная работа представляет результаты экспедиционных измерений содержания аэроионов в условиях хорошей погоды в приземном слое и хромато-

графического анализа образцов сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.), выполненных в теплые периоды 2020–2021 гг. Измерения были проведены на лесоболотном ландшафтном профиле и стационаре «Васюганье», которые расположены на территории Бакчарского болота – северо-восточной периферии Большого Васюганского болотного комплекса. Хроматографический анализ был выполнен в лабораторных условиях в Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН с помощью газового хроматографа.

На основе проведенных измерений получены оценки пространственно-временной изменчивости концентрации аэроионов в различных лесоболотных ландшафтах. Отмечено, что с увеличением заболоченности наблюдается снижение концентрации аэроионов. Однако в течение вегетационного периода на всех ландшафтах она возрастает.

Результаты хроматографического анализа образцов лапок сосны, отобранных в течение вегетационного периода 2021 г. на одном из пунктов наблюдений в низком рьяме, показали определенную зависимость содержания летучих органических соединений, входящих в состав биомассы сосны, от фазы вегетационного периода. Это позволило еще раз подтвердить гипотезу о наличии взаимосвязи аэроионов с летучими органическими соединениями. И все же данное утверждение требует более детального и комплексного исследования.

Список источников

- ГОСТ-21769-84. Зелень древесная. Технические условия. Утвержден: 23.03.1984 Государственный комитет СССР по стандартам.
- Исидоров В.А. Органическая химия атмосферы. 3-е изд., перераб. и доп. СПб.: Химиздат, 2001. 352 с.
- Киселев М.В., Воропай Н.Н., Дюкарев Е.А. Особенности температурного режима почв верхового болотного массива // Известия вузов. Физика. 2016. Т. 29, № 7/2. С.93–98.
- Севостьянов В.А., Грязькин А.В. Оценка аэроионной способности древесных растений для создания локальных фитологических ингаляторов // Успехи современного естествознания. 2016. № 9. С. 82–86.
- Ткачëв А.В. Исследование летучих веществ растений. Новосибирск: Офсет, 2008. 969 с.
- Фуксман И.Л. Влияние природных и антропогенных факторов на метаболизм веществ вторичного происхождения у древесных растений: автореф. дис. ... д-ра биол. наук. СПб., 1999.
- Blanchard D. C. Positive Space Charge from the Sea // J. Aerosol Sci. 1966. V. 23. P. 507–515.
- Chalmers J. A. Negative electric fields in mist and fog // J. Atmos. Terr. Phys. 1952. V. 2. P.155–159.
- Dhanorkar S., Kamra A. K. Relation between electrical conductivity and small ions in the presence of intermediate and large ions in the lower atmosphere // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 20345–20360.
- Duce R.A., Monhen V.A., Zimmerman P.R., Grosjean D., Cautreels W., Chatfield R., Jaenicke R., Ogren J.A., Pellizzari E.D., Wallace G.T. Organic matter in the global troposphere // Reviews of Geophysics and space physics. 1983. V. 21, No. 4. P. 921–952.
- Dyukarev E.A. Influence of air temperature and snow cover on the characteristics of the season freeze layer of soil // Earth's Cryosphere. 2015. V. 3 (9). P. 45–51.
- Ehn M., Junninen H., Petaja T., Kurten T., Kerminen V.-M., Schobesberger S., Manninen H.E., Ortega I.K., Vehkamäki H., Kulmala M., Worsnop D.R. Composition and temporal behavior of ambient ions in the boreal forest // Atmos. Chem. Phys. 2010. V. 10. P. 8513–8530. doi: 10.5194/acp-10-8513-2010
- Eisele F.L. Natural and atmospheric negative ions in the troposphere // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 2183–2196.
- Guenther A.B., Hewitt C.N., Erickson D., Fall R., Geron C., Graedel T., Harley P., Klinger L., Lerdau M., MacKay W.A., Pierce T., Scholes B., Steinbrecher R., Tallamraju R., Taylor J., Zimmerman P.R. A global model of natural volatile organic compound emissions // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 8873–8892.
- Harrison R.G., Tammet H. Ions in the terrestrial atmosphere and other solar system atmospheres // Space Sci. Rev. 2008. V. 137. P. 107–118. doi: 10.1007/s11214-008-9356-x

- Hirsikko A., Nieminen T., Gagne S., Lehtipalo K., Manninen H. E., Ehn M. et al.** Atmospheric ions and nucleation: A review of observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11 (2). P. 767–798. doi: 10.5194/acp-11-767-2011
- Israel H.** Atmospheric Electricity // Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem, 1970. 317 p.
- Jayaratne E.R., Ling X., Morawska L.** Role of vegetation in enhancing radon concentration and ion production in the atmosphere // *Environ. Sci. Technol.* 2011. V. 45 (15). P. 6350–6355. doi: 10.1021/es201152g
- Junninen H., Hulkkonen M., Riipinen I., Nieminen T., Hirsikko A., Suni T. et al.** Observations on nocturnal growth of atmospheric clusters // *Tellus.* 2008. V. 60 (3). P. 365–371. doi: 10.1111/j.1600-0889.2008.00356.x
- Kulmala M., Kontkanen J., Junninen H., Lehtipalo K., Manninen H.E., Nieminen T. et al.** Direct observations of atmospheric aerosol nucleation. *Science.* 2013. V. 339 (6122). P. 943–946. doi: 10.1126/science.1227385
- Laakso L., Hirsikko A., Groenholm T., Kulmala M., Luts A., Parts T.-E.** Waterfalls as sources of small charged aerosol particles // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7. P. 2271–2275. doi: 10.5194/acp-7-2271-2007
- Lee S-H., Gordon H., Yu H., Lehtipalo K., Haley R., Li Y., Zhang R.** New particle formation in the atmosphere: From molecular clusters to global climate // *J. Geophys. Res.: Atmospheres.* 2019. V. 124. P. 7098–7146. doi: 10.1029/2018JD029356
- Lim J.H., Kim J.C., Kim K.J., Son Y.S., Sunwoo Y., Han J.S.** Seasonal variations of monoterpene emissions from *Pinus densiflora* in East Asia // *Chemosphere.* 2008. V. 73. P. 470–478.
- Ling X., Jayaratne R., Morawska L.** Air ion concentrations in various urban outdoor environments // *Atmos. Environ.* 2010. V. 44. P. 2186–2193.
- Matsunaga S.N., Niwa S., Mochizuki T., Tani A., Kusumoto D., Utsumi Y., Enoki T., Hiura T.** Seasonal variation in basal emission rates and composition of mono- and sesquiterpenes emitted from dominant conifers in Japan // *Atmos. Environ.* 2013. V. 69. P. 124–130.
- Rose C., Zha Q., Dada L., Yan C., Lehtipalo K., Junninen H., et al.** Observations of biogenic ion-induced cluster formation in the atmosphere // *Sciences Advances.* 2018. V. 4 (4). P. eaar5218. doi: 10.1126/sciadv.aar5218
- Trapp S., Croteau R.** Defensive resin biosynthesis in conifers // *Annu Rev Plant Physio.* 2001. V. 52. P. 689–724.

References

- GOST-21769-84. *Zelen' drevesnaya. Tekhnicheskiye usloviya* [Tree verdure. Specifications], Approved: 23.03.1984 USSR National Committee on Standards 923. In Russian.
- Isidorov V.A. *Organicheskaya khimiya atmosfery* [Organic chemistry of the atmosphere] – 3rd edition, revised and supplemented. St. Petersburg: Himizdat, 2001. 352 p. In Russian.
- Kiselev M.V., Voropay N.N., Dyukarev E.A. *Osobennosti temperaturnogo rezhima pochv verkhovogo bolotnogo massiva* [Features of the temperature regime of soils of raised bogs] // *Russian Physics Journal* 2016. V. 29. No. 7/2 pp. 93–98. In Russian.
- Sevostyanov V.A., Gryazkin A.V. *Otsenka aeroionnoy sposobnosti drevesnykh rasteniy dlya sozdaniya lokal'nykh fitologicheskikh ingyalyatoriyev* [Assessment of aero ionic ability of wood plants for creation local phytological inhalatoriums] // *Advances in current natural sciences.* 2016. No. 9. pp. 82–86. In Russian.
- Tkachev A.V. *Issledovaniye letuchikh veshchestv rasteniy* [Study of plant volatiles]. Novosibirsk: «Ofset», 2008. 969 p. In Russian.
- Fucsmann I.L. *Vliyaniye prirodnykh i antropogennykh faktorov na metabolism veshchestv vtorichnogo proiskhozhdeniya u drevesnykh rasteniy* [Influence of natural and anthropogenic factors on the metabolism of substances of secondary origin in woody plants]: Abstract of the dissertation for the Holder of an Advanced Doctorate (Doctor of Science) in Biological Sciences. St.Petersburg, 1999. In Russian.
- Blanchard D.C. Positive Space Charge from the Sea // *J. Aerosol Sci.* 1966. V. 23. pp. 507–515.
- Chalmers J.A. Negative electric fields in mist and fog // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1952. V. 2. pp. 155–159.
- Dhanorkar S., Kamra A. K. Relation between electrical conductivity and small ions in the presence of intermediate and large ions in the lower atmosphere // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. pp. 20345–20360.
- Duce R.A., Monhen V.A., Zimmerman P.R., Grosjean D., Cautreels W., Chatfield R., Jaenicke R., Ogren J.A., Pellizzari E.D., Wallace G.T. Organic matter in the global troposphere // *Reviews of Geophysics and space physics.* 1983. V. 21. No. 4. pp. 921–952.
- Dyukarev E.A. Influence of air temperature and snow cover on the characteristics of the season freeze layer of soil // *Earth's Cryosphere.* 2015. V. 3 (9). pp. 45–51.
- Ehn M., Junninen H., Petaja T., Kurten T., Kerminen V.-M., Schobesberger S., Manninen H. E., Ortega I. K., Vehkamaki H., Kulmala M., Worsnop D.R.: Composition and temporal behavior of ambient ions in the boreal forest // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10. pp. 8513–8530. doi: 10.5194/acp-10-8513-2010
- Eisele F. L. Natural and atmospheric negative ions in the troposphere // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. pp. 2183–2196.
- Guenther A.B., Hewitt C.N., Erickson D., Fall R., Geron C., Graedel T., Harley P., Klinger L., Lerdau M., MacKay W.A., Pierce T., Scholes B., Steinbrecher R., Tallamraju R., Taylor J., Zimmerman P.R. A global model of natural volatile organic compound emissions // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. pp. 8873–8892.
- Harrison R.G., Hirsikko A. Ions in the terrestrial atmosphere and other solar system atmospheres // *Space Sci. Rev.* 2008. V. 137. pp. 107–118. doi: 10.1007/s11214-008-9356-x
- Hirsikko A., Nieminen T., Gagne S., Lehtipalo K., Manninen H. E., Ehn M., et al. Atmospheric ions and nucleation: A review of observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11 (2). pp. 767–798. doi: 10.5194/acp-11-767-2011
- Israel H. Atmospheric Electricity // Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem, 1970. p. 317
- Jayaratne E.R., Ling X., Morawska L. Role of vegetation in enhancing radon concentration and ion production in the atmosphere // *Environ. Sci. Technol.* 2011. V. 45 (15). pp. 6350–6355. doi: 10.1021/es201152g
- Junninen H., Hulkkonen M., Riipinen I., Nieminen T., Hirsikko A., Suni T., et al. Observations on nocturnal growth of atmospheric clusters // *Tellus.* 2008. V. 60(3). pp. 365–371. doi: 10.1111/j.1600-0889.2008.00356.x
- Kulmala M., Kontkanen J., Junninen H., Lehtipalo K., Manninen H. E., Nieminen T., et al. Direct observations of atmospheric aerosol nucleation. *Science.* 2013. V. 339(6122). pp. 943–946. doi: 10.1126/science.1227385

- Laakso L., Hirsikko A., Groenholm T., Kulmala M., Luts A., Parts T.-E.: Waterfalls as sources of small charged aerosol particles // Atmos. Chem. Phys. 2007. V. 7. pp. 2271–2275. doi: 10.5194/acp-7-2271-2007
- Lee S.-H., Gordon H., Yu H., Lehtipalo K., Haley R., Li Y., Zhang R. New particle formation in the atmosphere: From molecular clusters to global climate // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2018. V. 124. pp. 7098–7146. doi: 10.1029/2018JD029356
- Lim J.H., Kim J.C., Kim K.J., Son Y.S., Sunwoo Y., Han J.S. Seasonal variations of monoterpene emissions from *Pinus densiflora* in East Asia // Chemosphere. 2008. V. 73. pp. 470–478.
- Ling X., Jayaratne R., Morawska L. Air ion concentrations in various urban outdoor environments // Atmos. Environ. 2010. V. 44. pp. 2186–2193.
- Matsunaga S.N., Niwa S., Mochizuki T., Tani A., Kusumoto D., Utsumi Y., Enoki T., Hiura T. Seasonal variation in basal emission rates and composition of mono- and sesquiterpenes emitted from dominant conifers in Japan // Atmos. Environ. 2013. V. 69. pp. 124–130.
- Rose C., Zha Q., Dada L., Yan C., Lehtipalo K., Junninen H., et al. Observations of biogenic ion-induced cluster formation in the atmosphere // Sciences Advances. 2018. V. 4(4). pp. eaar5218. doi: 10.1126/sciadv.aar5218
- Trapp S., Croteau R. Defensive resin biosynthesis in conifers // Annu. Rev. Plant Physiol. 2001. V. 52. pp. 689–724.

Информация об авторах:

Оглезнева М.В., аспирант, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: oglezneva.m@yandex.ru

Веретенникова Е.Э., кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия; доцент, фармацевтический факультет, Сибирский государственный медицинский университет, Томск, Россия.

E-mail: lena2701@yandex.ru

Нагорский П.М., доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: npm_sta@mail.ru

Пустовалов К.Н., кандидат физико-математических наук, научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия; доцент, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: const.pv@yandex.ru

Сат А.А., ведущий инженер, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: artysh.sat@gmail.com

Смирнов С.В., кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия; доцент, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: smirnov@imces.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Oglezneva M.V., Postgraduate Student, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute for Monitoring of Climate and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: oglezneva.m@yandex.ru

Veretennikova E.Ed., Cand. Sci. (Biology), Senior Researcher, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute for Monitoring of Climate and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia; Associate Professor, Faculty of Pharmacy, Siberian State Medical University, Tomsk, Russia.

E-mail: lena2701@yandex.ru

Nagorskiy P.M., Dr. Sci. (Phys.-Math.), Chief Researcher, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute of Monitoring of Climate and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: npm_sta@mail.ru

Pustovalov K.N., Cand. Sci. (Phys.-Math.), Researcher, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute for Monitoring of Climate and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia; Associate Professor, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: const.pv@yandex.ru

Sat A.A., Leading Engineer, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute of Monitoring of Climate and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: artysh.sat@gmail.com

Smirnov S.V., Cand. Sci. (Phys.-Math.), Senior Researcher, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute for Monitoring of Climate and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia; Associate Professor, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: smirnov@imces.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 08.07.2022; одобрена после рецензирования 15.09.2022; принята к публикации 08.11.2022

The article was submitted 08.07.2022; approved after reviewing 15.09.2022; accepted for publication 08.11.2022

Научная статья
УДК 911.2: 551.58
doi: 10.17223/25421379/25/10

КЛИМАТИЧЕСКИЙ СИГНАЛ В РАЗЛИЧНЫХ ПАРАМЕТРАХ ГОДИЧНЫХ КОЛЕЦ СОСНЫ ОБЫКНОВЕННОЙ НА СОЛОВЕЦКОМ АРХИПЕЛАГЕ

Надежда Сергеевна Семеняк¹, Ольга Николаевна Соломина²,
Екатерина Антоновна Долгова³, Владимир Владимирович Мацковский⁴



^{1, 2, 3, 4} *Институт географии РАН, Москва, Россия*

¹ *semenyak@igras.ru*

² *solomina@igras.ru*

³ *dolgova@igras.ru*

⁴ *matskovsky@igras.ru*

Аннотация. Рассматривается климатический отклик сосны обыкновенной на территории Соловецкого архипелага. В результате проведенных работ построены четыре хронологии продолжительностью 175 лет на основе различных параметров годичных колец – ширины кольца, ширины ранней и поздней древесины, оптической плотности поздней древесины. Установлено, что именно оптическая плотность поздней древесины является подходящим параметром для создания палеоклиматической реконструкции на Соловецком архипелаге.

Ключевые слова: *древесно-кольцевой анализ, климатическая функция отклика, Соловецкий архипелаг, оптическая плотность*

Источник финансирования: работа частично выполнена при поддержке гранта РФФИ 21-17-00264 (полевые работы) и профинансирована в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) (климатический сигнал).

Для цитирования: Семеняк Н.С., Соломина О.Н., Долгова Е.А., Мацковский В.В. Климатический сигнал в различных параметрах годичных колец сосны обыкновенной на Соловецком Архипелаге // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 149–164. doi: 10.17223/25421379/25/10

Original article
doi: 10.17223/25421379/25/10

CLIMATE SIGNAL IN DIFFERENT PARAMERS OF TREE-RINGS OF PINE IN THE SOLOVETSKY ARCHIPELAGO

Nadezhda S. Semenyak¹, Olga N. Solomina², Ekaterina An. Dolgova³, Vladimir V. Matskovsky⁴

^{1, 2, 3, 4} *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

¹ *semenyak@igras.ru*

² *solomina@igras.ru*

³ *dolgova@igras.ru*

⁴ *matskovsky@igras.ru*

Abstract. The dendroclimatic analysis of Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) growing on the Solovetsky Archipelago is presented in the paper. Based on the measurements of tree-ring parameters, four chronologies lasting 175 years were developed: 1) the annual ring width, 2) the earlywood and 3) latewood widths, 4) and the Blue Intensity. Tree-ring width is the most commonly measured parameter. Blue Intensity is a surrogate for maximum (X-ray) density (MXD). A correlation analysis carried out between the chronologies showed significant coefficients among themselves.

The response function analysis was applied for each chronology. Each tree-ring parameter is controlled by different climatic factors. It has been established that the tree-ring width and the earlywood width are negatively affected by the summer temperatures of the previous year, and positively influenced by precipitation of the current year. The temperatures of March, May and July, as well as the precipitation of July of the current year, are important for the formation of latewood. In addition, a more detailed dendroclimatic analysis was carried out, namely, the calculation of partial correlations, which show the influence of primary and secondary climatic factors on the chronology. As a result of the analysis, the influence of July precipitation on the growth of latewood was found. This association is significant even when both primary and secondary variables are used. The relationship between the Blue Intensity and climatic parameters is significantly different. It is characterized by high correlation coeffi-

cients with the temperature of the warm period (April - September). The climatic signal inferred in Blue Intensity shows more temporal stability compared to other studied tree-ring parameters. The obtained for Solovetsky Archipelago do not contradict with previous findings in neighboring regions, for example, in Fennoscandia. Comparing the signal strength and temporal stability in various tree-ring parameters, it can be confidently stated that Blue Intensity is the most promising parameter for developing a paleoclimatic reconstruction in the Solovetsky Archipelago.

Keywords: dendrochronology, the Solovetsky archipelago, climatic response function, tree-ring width, blue intensity

Source of financing: The study was supported by the Russian Science Foundation grant no.21-17-00264 (laboratory part and analyses), and State assignment project no. FMGE-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5) (field work).

For citation: Semenyak N.S., Solomina O.N., Dolgova E.A., Matskovsky V.V. (2022) Climatal signal in different paramers of tree-rings of pine in the Solovetsky Archipelago. *Geosfernnye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 149–164. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/25/10

Введение

Древесно-кольцевые хронологии (ДКХ) – важный архив, хранящий информацию об изменении климата в прошлом. Особенно велика роль дендрохронологии для реконструкций климата последних двух тысячелетий, для которых имеется обширный материал по живым деревьям, архитектурной, археологической и погребенной древесине. Обилие ДКХ позволяет проводить пространственные реконструкции годичного разрешения на больших территориях для основных климатических параметров – температуры [Schweingruber, Shiyatov, Shishov, 2000; Briffa, Osborn, Schweingruber, 2004; Ljungqvist et al., 2019] и увлажнения [Cook et al., 2015; 2020; Anchukaitis et al., 2017; Ljungqvist et al., 2020].

Разные параметры годичных колец (например, ширина, плотность, соотношение стабильных изотопов и анатомические особенности древесины) по-разному реагируют на различные комбинации гидрометеорологических факторов, поэтому в каждом отдельном случае требуется определить наиболее подходящие для реконструкции параметры годичных колец [Briffa, Osborn, Schweingruber, 2004].

Традиционно для палеоклиматических реконструкций использовалась ширина годичных колец [Fritts, 1966; Schweingruber, 2012], но затем было показано, что во многих случаях более чувствительным индикатором климата служит максимальная плотность годичных колец [Schweingruber et al., 1978; Schweingruber, Briffa, Nogler, 1993; Briffa et al., 1998].

Максимальная плотность поздней древесины (MXD) главным образом используется для реконструкции летних температур [Frank, Esper, 2005; Esper et al., 2014, 2015, 2018; Rydval et al., 2014]. Хронологии по MXD меньше подвержены влиянию биологических особенностей деревьев, что является дополнительным преимуществом для палеоклиматических реконструкций.

Измерение плотности годичных колец обычно осуществляется методом рентгенографии, очень трудоемко. Поэтому в качестве заместителя рентге-

новской плотности используют оптическую плотность – отраженный видимый свет [Yanosky, Robinove, 1986; Yanosky, Robinove, Clark, 1986; Clauson, Wilson, 1991]. McCarroll и соавт. [2002] установили, что яркость в синем диапазоне спектра имеет более высокую корреляцию с максимальной плотностью древесины, чем в зеленом, ультрафиолетовом и красном диапазонах. Именно отраженную яркость в синем диапазоне спектра, называемую Blue Intensity (BI), и используют в качестве показателя оптической плотности. Blue Intensity обратно коррелирует с плотностью древесины, т. е. древесина с более высокой плотностью отражает меньше света и выглядит темнее [Sheppard, Graumlich, Conkey, 1996; Campbell et al., 2007].

Хронологии по оптической плотности и основанные на них палеорекострукции построены в настоящее время уже для многих районов земного шара [McCarroll et al., 2013; Björklund et al., 2015; Linderholm et al., 2015; Fuentes et al., 2018], на северо-западе [Tene et al., 2011; Wilson et al., 2012; Rydval et al., 2017], западе [Trachsel et al., 2012] и востоке Европы [Kaczka et al., 2017, 2018; Rydval et al., 2018], в Северной Америке [Wilson et al., 2014, 2017a] и на Кавказе [Dolgova, 2016], а также в тропиках [Buckley et al., 2018]. Они использованы в полушарных реконструкциях температуры [Wilson et al., 2016; Anchukaitis et al., 2017]. В некоторых районах BI оказалась чувствительной к осадкам [Dannenberg, Wise, 2016; Seftigen et al., 2020], а также использовалась для выявления вспышек вредоносных насекомых [Arbellay et al., 2018].

Оптическая плотность нашла применение и в археологии. Как показывают некоторые работы, датировки, полученные на основе BI, часто показывают более статистически значимые результаты, чем аналогичные датировки по ширине колец [Mills et al., 2017; Wilson et al., 2017b].

Лесные насаждения Соловецкого архипелага давно являются предметом исследований [Ипатов и др., 2009; Соболев, Феклисов, 2011]. В работе Ловелиуса и соавт. [2012] проанализированы хронологи-

гии на основе ширины годовых колец по сосне и ели продолжительностью 300 и 255 лет соответственно. Авторы установили схожие особенности изменения прироста годовых колец у двух лесобразующих пород на острове Большой Соловецкий. Была выявлена связь ширины колец с температурой воздуха, атмосферными осадками и солнечной активностью.

Соломина и соавт. [2011] построили первую сводную хронологию по ширине колец продолжительностью 824 года (1185–2008 гг.) на основе живых деревьев и древесины из архитектурных памятников. В работе Мацкого [2013] было показано, что образцы сосны и ели датируются между собой, что свидетельствует о сходстве условий, на которые реагирует ширина колец этих двух пород. Долгова и соавт. [2019] установили, что большинство локальных хронологий сосны значимо коррелирует с температурой июля, причем теснота корреляции почти не зависит от типа ландшафта.

В нашем исследовании мы оцениваем и сравниваем потенциал различных параметров годовых колец сосны обыкновенной – ширины кольца, ширины ранней и поздней древесины, оптической плотности поздней древесины для целей палеорекострукции на Соловецких островах.

Район работ

Соловецкие острова – крупнейший архипелаг Беломорского бассейна. Они находятся в сравнительно мелководной западной половине Белого моря при

входе в Онежский залив, образуя западный и восточный проходы в него [Природная среда..., 2007].

Соловецкие острова имеют ледниковое происхождение. Основа островов – принесенные ледником моренные отложения, состоящие из валунов, гравия, песка и глины. Помимо холмисто-моренного типа рельефа, выделяются рельеф морских террас и заболоченные задровые поверхности [Богославский, 1966; Колосова, 1999; Природная среда..., 2007].

На архипелаге преобладают подзолистые почвы, но встречаются и другие типы – от примитивных карликовых хрящеватых подзолов на валунах до плодородных дерново-глеевых на подветренных склонах холмов.

Несмотря на то что Соловецкие острова расположены недалеко от Полярного круга, здесь сформировались климатические условия, нехарактерные для этой географической широты. Климат островов сравнительно мягкий, умеренно теплый морской, переходный к континентальному и отличается от материковой части на той же широте. Различие выражается в меньшем перепаде температур по сравнению с континентом, в высокой влажности воздуха и в относительном запаздывании времен года (рис. 1). Vegetационный период со среднесуточными температурами выше +5 °С длится в среднем 128 дней, с 20 мая по 1 октября. В Архангельске он длиннее почти на декаду. Активная часть вегетационного периода с температурами выше 10 °С продолжается 74 дня, с 20 июня по 3 сентября [Ипатов и др., 2009].

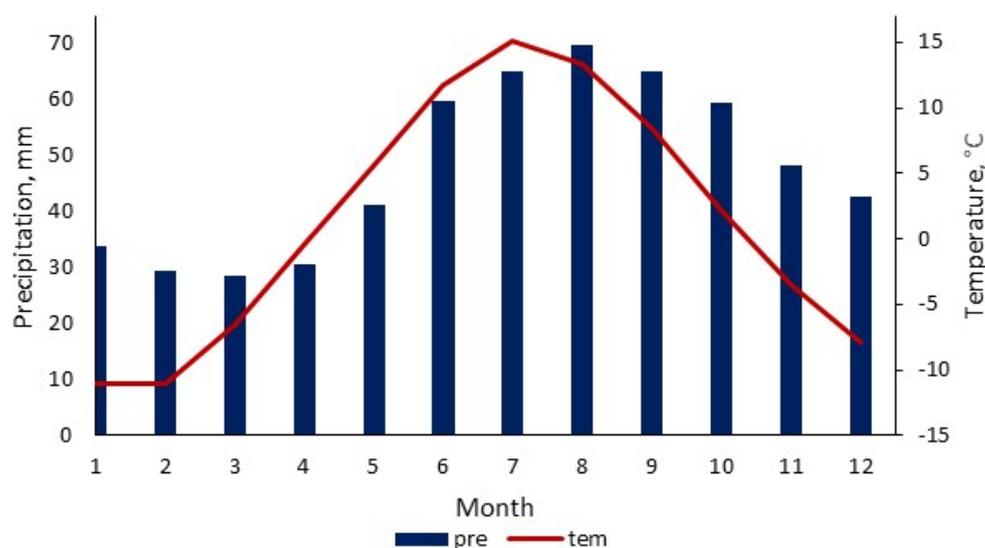


Рис. 1. Климатические данные (осадки и температура) по данным CRU TS 4.01 [Harris et al., 2014] из узла точки (64°75' с.ш., 35°75' в.д.), ближайшего к месту наших работ

Fig. 1. Climatic data (precipitation and temperature) according to CRU TS 4.01 [Harris et al., 2014] from the point node (64°75' N, 35°75' E) closest to the site of our work

Для Соловецких островов характерны сильные ветровые нагрузки, которые влияют на рост деревьев.

Своеобразный климат, рельеф и почвы формируют лесорастительные условия от весьма благоприятных до совершенно непригодных для произрастания леса. По лесорастительному районированию Соловецкий архипелаг относится к северной подзоне тайги [Ипатов и др., 2009]. Здесь проходит граница двух физико-географических областей – леса и тундры, между которыми существует полоса переходных ландшафтов.

В работе Природная среда [2007] были выделены следующие природные комплексы: 1 – ельники; 2 – сосняки сфагновые и болота с сосной; 3 – сосняки лишайниковые; 4 – березняки и осинники; 5 – березовые криволесья в сочетании с фрагментами вороничных тундр и болот; 6 – вороничные тундры с фрагментами березовых криволесий и болот; 7 – необлесенные кустарничково-сфагновые болота; 8 – березово-еловые леса.

Материалы и методы исследования

Для проведения дендроклиматологических исследований нами была выбрана экспериментальная площадка – В75s (65°03' с.ш., 35°64' в.д.). На ней с помощью ручного приростного бура Пресслера на высоте 1–1,5 м от поверхности земли были отобраны 42 керны сосны из 21 дерева. Дальнейшая обработка образцов проводилась в дендрохронологической лаборатории Института географии РАН.

Проводились измерения четырех параметров годовых колец (ширина кольца, ширина ранней и поздней древесины, оптическая плотность поздней древесины). Ранняя древесина (внутренняя часть годового кольца) обращена к сердцевине, светлая и мягкая; поздняя (наружная часть) – к коре, темная и твердая. Различие между ранней и поздней древесиной у хвойных деревьев ясно выражено.

Ранняя древесина образуется в начале лета и служит для проведения воды вверх по стволу. Она отличается наличием крупных, достаточно хорошо заметных трахеид. Поздняя древесина откладывается к концу лета и выполняет в основном механическую функцию [Шиятов и др., 2000]. Оптическая плотность – это интенсивность отраженного света в синем диапазоне, которую получают по изображениям кернов в высоком разрешении.

Перед проведением измерений из древесных кернов удалялась смола. Экстракция происходила с помощью нагретого растворителя (в нашем случае этиловый спирт) в аппарате Сокслета. Прибор позволяет производить многократное повторение процесса за счет замкнутости системы. Удаление смол из древесных кернов длится не менее 48 ч.

После извлечения из экстрактора аппарата Сокслета керны были высушены в вытяжном шкафу и приклеены на специальные деревянные подложки. Далее на микротоме верхний слой древесины был срезан для получения плоской поверхности. Затем на ленточно-шлифовальной машине была произведена шлифовка образцов с последовательными сменами наждачной бумаги (до 1 000 зерен) до получения гладкой поверхности, позволяющей четко наблюдать структуры древесины при увеличении.

Затем поверхность кернов была отсканирована с разрешением 3 200 dpi на устройстве Epson Perfection V700, сопряженном с программным обеспечением Silverfast. Важнейшим этапом является калибровка сканера с помощью цветowych карточек «Кодак». Отсканированные керны были измерены в программе CooRecorder, которая позволяет производить измерения различных параметров годового кольца на одном керне [Larsson, 2013]. Оператор, работающий с этой программой, в полуавтоматическом режиме устанавливает границы годовых колец. Для измерения оптической плотности важным аспектом является оптимальные размеры выбора «окна», с которого будут «считываться» данные.

После измерения каждого параметра колец с помощью программного обеспечения COFESHA [Holmes, 1983] проводился контроль измерений и перекрестной датировки, поиск выпадающих и ложных колец [Fritts, 1966]. Затем для каждого параметра кольца были построены сводные хронологии путем деления годовых значений на соответствующее значение аппроксимирующей кривой (отрицательная экспонента) для полной серии измерений. Стандартные хронологии, построенные таким способом, были затем использованы для статистического анализа и определения их чувствительности со среднемесячными температурами и осадками. Вся обработка древесно-кольцевых серий была проведена в дендрохронологическом пакете программ DplR в среде R [Bunn, 2008]. Качество хронологий оценивалось с помощью выраженного популяционного сигнала (EPS) [Briffa, Jones, 1990]. Значения $EPS > 0,85$ использовались в качестве порога, представляющего надежную и достоверную часть хронологий [Wigley, Briffa, Jones, 1984].

Климатические данные представлены рядами инструментальных наблюдений за среднемесячной температурой и осадками сеточного архива CRU TS 4.01 [Harris et al., 2014] из узла точки (64°75' с.ш., 35°75' в.д.), ближайшего к месту наших работ. Для выявления тесноты связи между приростом сосны и метеорологическими параметрами была использована климатическая функция отклика, а именно коэффициенты множественной линейной регрессии индексов древесно-кольцевой хронологии на главные компо-

ненты месячных климатических данных [Zang, Biondi, 2015]. Статистическая значимость коэффициентов регрессии оценена бутстреп-методом [Guiot, 1991]. Этот статистический метод, состоящий в многократном расчете интересующей статистики на основе множества выборок, сформированных по исходным данным, позволяет правильно оценить значимость полученных значений статистики в условиях сложной структуры данных. Хронологии сравнивались с климатическими данными за 15 месяцев (с июня предыдущего года по сентябрь текущего года). Помимо этого был проведен анализ устойчивости сигнала во времени для каждого параметра. Для этого климатическая функция отклика рассчитывалась в плавающем 35-летнем окне с перекрытием в 2 года. В этой работе дендроклиматический анализ был проведен в дендрохронологическом пакете TreeClim [Zang, Biondi, 2015], реализованном в среде R. Также мы использовали функцию seascootg для расчета сезонных корреляций между климатическими параметрами и хронологиями разных параметров годовых колец.

Результаты

На рис. 2 показаны четыре хронологии, построенные по описанной выше методике. Длина хронологий составляет 1841–2016 гг., $EPS > 0,85$ с 1889 г.

На рис. 2 видно, что все четыре хронологии согласуются друг с другом – минимумы и максимумы на них преимущественно отмечаются в одни и те же годы, хотя есть и исключения (например, 1901 и 1936 гг.).

Наибольшую изменчивость показывает ширина поздней древесины, амплитуда изменчивости ширины ранней древесины и оптической плотности существенно меньше.

Закономерно высокие коэффициенты корреляции ($r = 0,95$, $P < 0,05$) наблюдаются между шириной годичного кольца и шириной ранней древесины, которая составляет существенную его часть. Все параметры ширины кольца имеют высокие корреляции между собой ($r = 0,59–0,95$), тогда как оптическая плотность менее тесно коррелирует с ними ($r = 0,37–0,42$) (рис. 3).

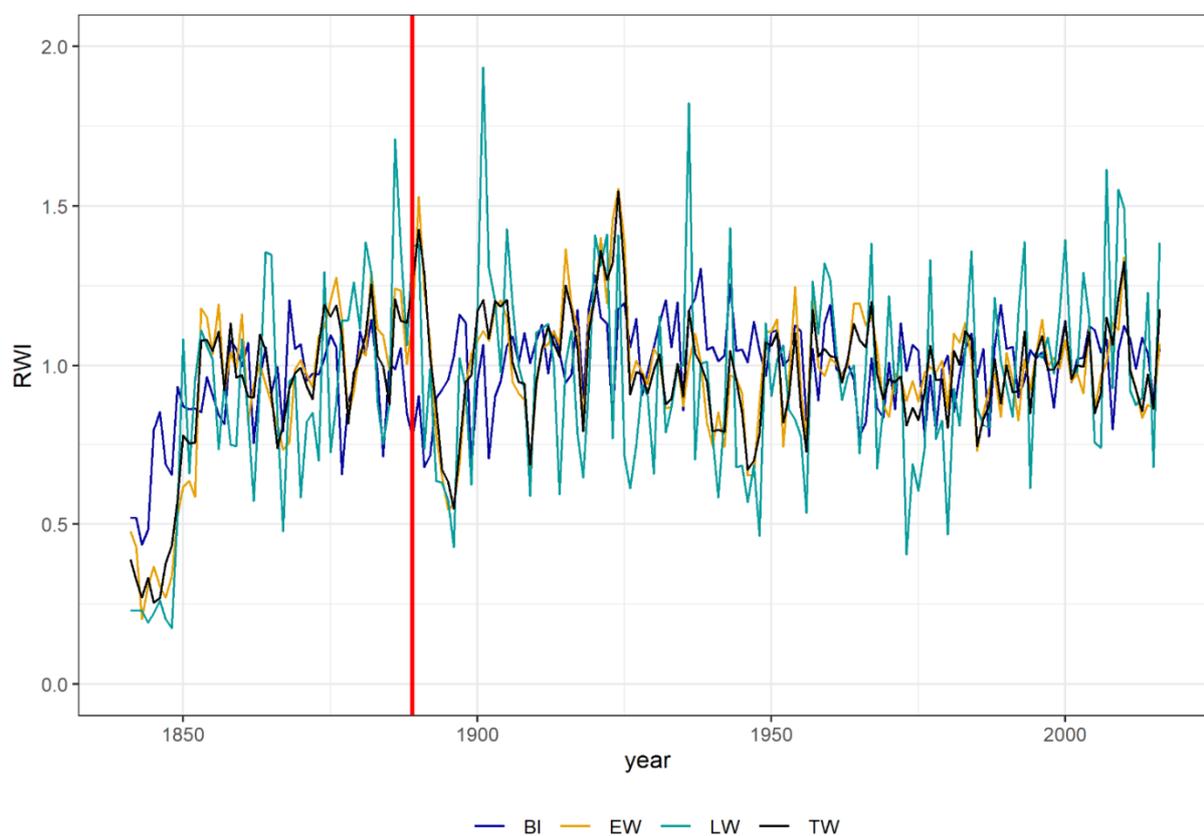


Рис. 2. Стандартные хронологии ширины годичных колец (TW) сосны, ранней (EW) и поздней (LW) древесины и оптической плотности поздней древесины (BI). Общий период хронологий: 1841–2016 гг., красная вертикальная линия показывает $EPS > 0,85$ с 1889 г.

Fig. 2. Standard chronologies of tree-ring width (TW) pine, earlywood (EW) and latewood (LW) and blue intensity (BI) the common period: 1841–2016, red vertical line shows $EPS > 0,85$ from 1889

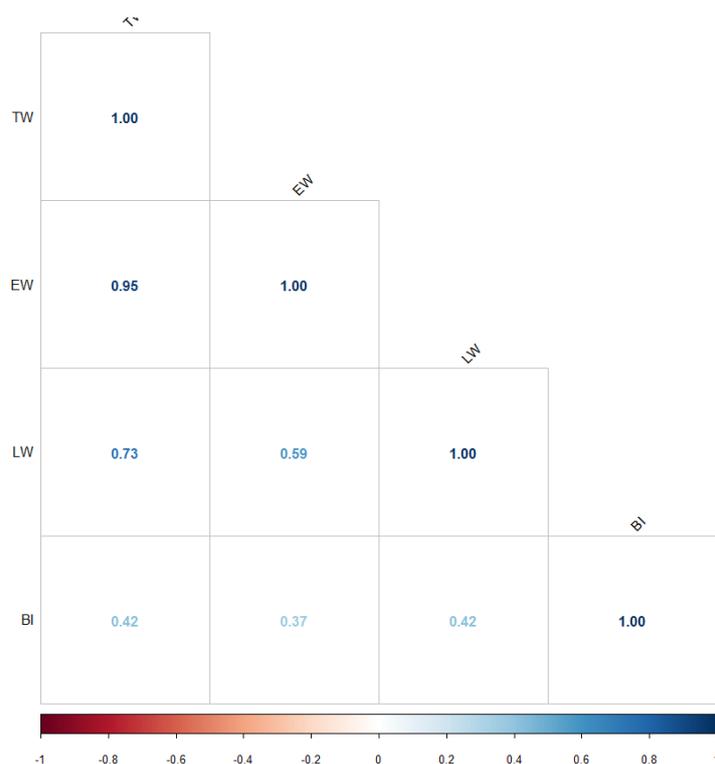


Рис. 3. Коэффициенты корреляции Пирсона, рассчитанные для хронологий различных параметров годовых колец сосны за общий период 1841–2016 гг. ($P < 0,05$)

Fig. 3. Correlations (Pearson's coefficient) between tree-ring width (TW), earlywood (EW), latewood (LW) and blue intensity (BI) chronologies of *Pinus sylvestris* for the common period 1841–2016 (the significance level of $P < 0.05$)

Невысокие коэффициенты корреляции между оптической плотностью и параметрами ширины годовых колец косвенно свидетельствуют о влиянии разных климатических факторов на формирование этих параметров.

На рис. 4 показана функция отклика различных параметров годовых колец сосны на среднемесячные суммы осадков. Ожидаемо связь с осадками слабая, в основном статистически незначимая, поскольку на северном пределе произрастания лесов увлажнение редко бывает недостаточным и не является фактором, лимитирующим прирост. Установлено, что связи с осадками предыдущего года статистически незначимы. Самые высокие коэффициенты обнаружены у ширины колец поздней древесины с осадками июля ($r = 0,33$). Ранняя древесина показала значимые положительные коэффициенты для февраля, мая и июня, а ширина кольца – для февраля, мая, июня, июля и сентября. Для оптической плотности обнаружены отрицательные коэффициенты регрессии с осадками июля и августа ($-0,16$ и $-0,19$ соответственно).

На рис. 5 показана функция отклика разных параметров годовых колец на среднемесячные температуры. Для оптической плотности обнаружены значимые положительные коэффициенты с температу-

рой теплого периода (апрель–август). У ширины годовых колец и ранней древесины фиксируются значимые отрицательные связи с температурой августа прошлого года ($-0,26$ и $-0,23$). На прирост поздней древесины отрицательно влияет температура июля и августа прошлого года ($-0,16$ и $-0,23$), а положительный отклик отмечается на температуру марта, мая и июля.

Таким образом, анализ функции отклика показал, что даже в довольно суровых условиях вблизи северной границы леса у сосны на Соловецких островах наблюдается климатический сигнал не только на температуру воздуха, но и на осадки. Тем не менее устойчивость климатической функции во времени показывает, что оптическая плотность – единственный параметр из исследованных нами, для которого сигнал на температуру устойчив на всем протяжении метеонаблюдений с 1901 по 2016 г., он отражает зависимость плотности от температуры всего теплого сезона с апреля по август (см. рис. 6). Это означает, что оптическая плотность поздней древесины является наиболее подходящим параметром для реконструкции температуры на Соловецком архипелаге. Связь с осадками июля и августа у плотности также устойчива, но отрицательна.

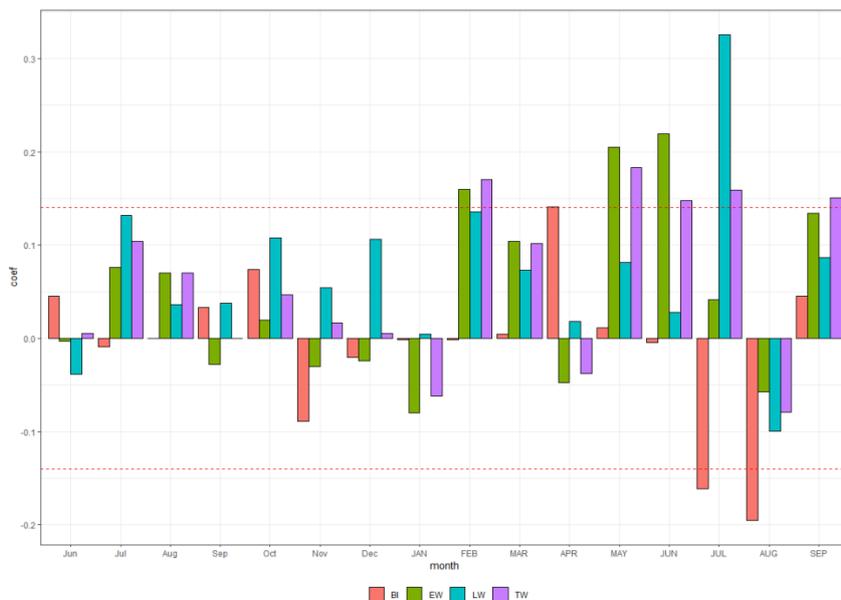


Рис. 4. Коэффициент регрессии между хронологиями по ширине колец (TW), ранней (EW), поздней (LW) древесины, оптической плотностью поздней древесины (BI) и среднемесячными осадками для общего периода 1901–2016 гг.

Здесь и на рис. 5: строчными буквами обозначены месяцы предыдущего года, прописными – текущего. Красной пунктирной линией показан уровень значимости $P < 0,05$

Fig. 4. Regression coefficient between tree-ring width (TW), earlywood (EW), latewood (LW) and blue intensity (BI) chronologies of *Pinus sylvestris* with total monthly precipitation for the period 1901–2016

Here and in the fig. 5: months of the previous year are indicated in lowercase letters, and the current year in uppercase letters. The red dotted line shows the significance level of $P < 0.05$

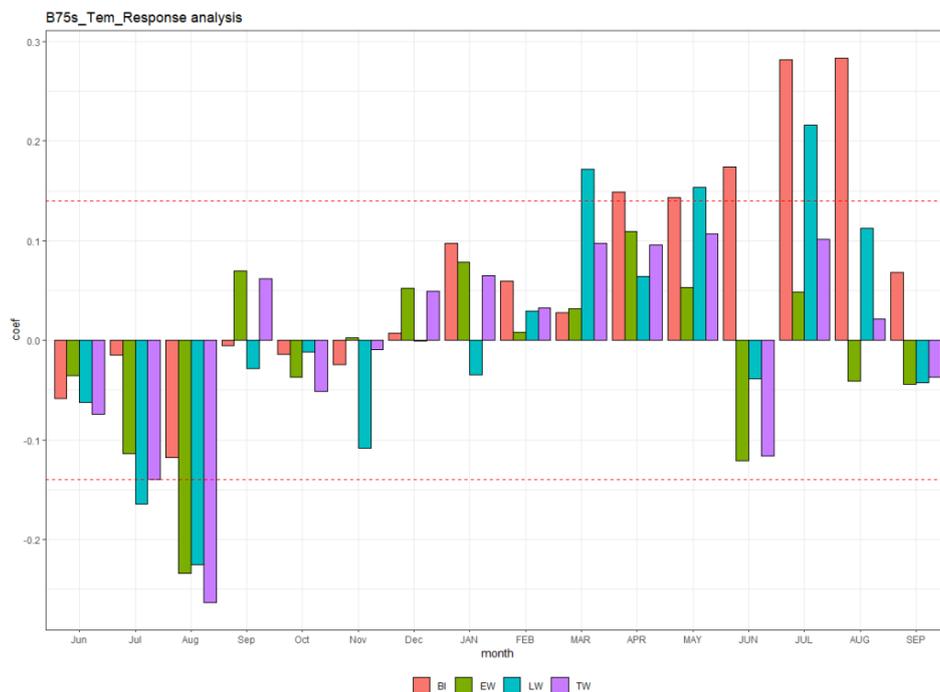


Рис. 5. Коэффициент регрессии между хронологиями по ширине колец (TW), ранней (EW), поздней (LW) древесины, оптической плотностью поздней древесины (BI) и среднемесячными температурами для общего периода 1901–2016 гг.

Fig. 5. Regression coefficient between tree-ring width (TW), earlywood (EW), latewood (LW) and blue intensity (BI) chronologies of *Pinus sylvestris* chronologies with mean monthly temperature for the period 1901–2016

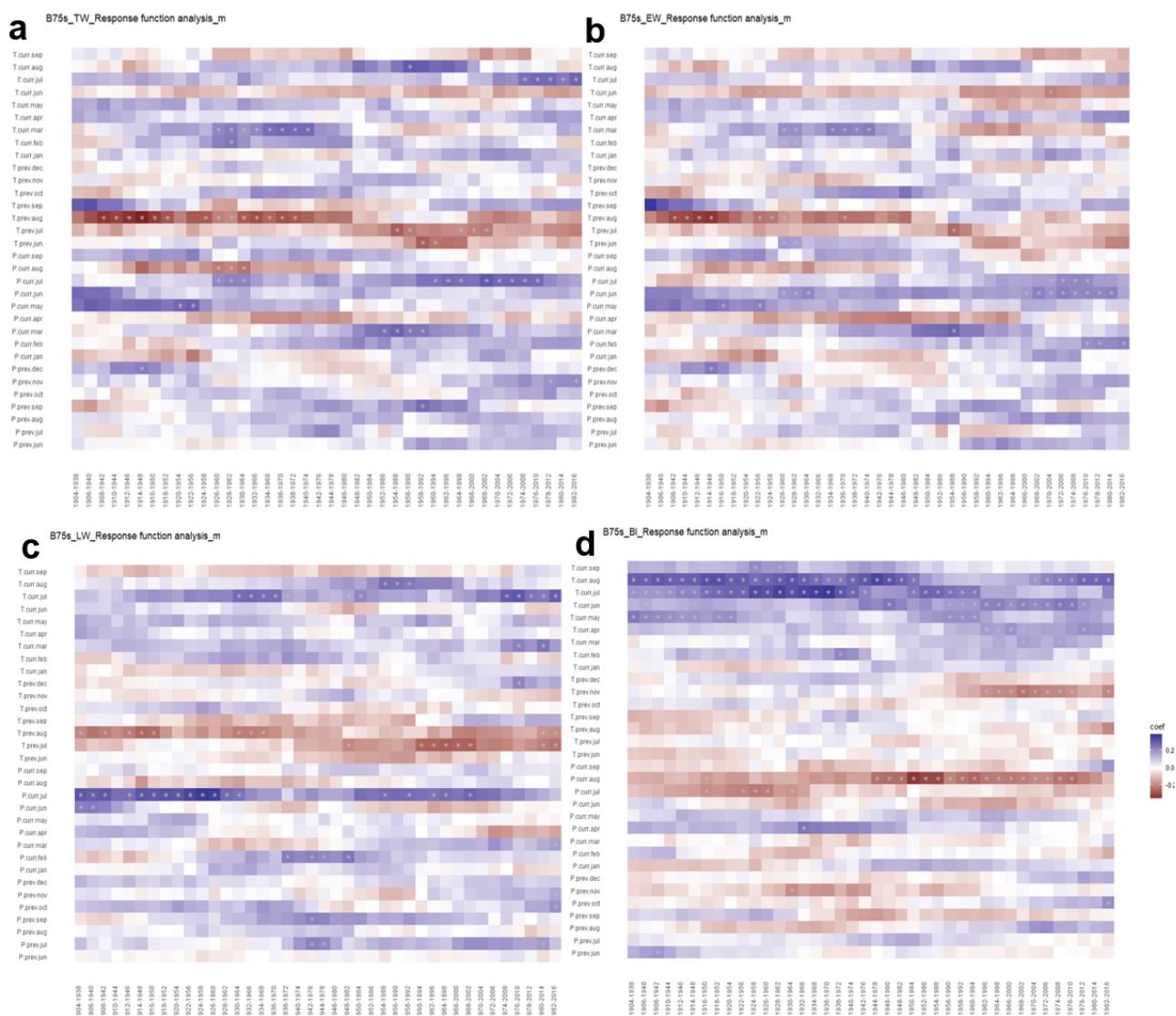


Рис. 6. Устойчивость климатической функции отклика во времени за период 1901–2016 гг.

a – ширина колец (TW), *b* – ранняя (EW), *c* – поздняя (LW) древесина, *d* – оптическая плотность поздней древесины (BI). Звездочками показаны значимые коэффициенты ($P < 0,05$). Коэффициенты рассчитывались в плавающем 35-летнем окне с заданным перекрытием (2 года)

Fig. 6. Stability of the climatic response function over time for the period 1901–2016

a – ring width (TW), *b* – earlywood (EW), *c* – latewood (LW), *d* – blue intensity (BI) chronologies. Asterisks indicate significant coefficients ($P < 0.05$). The coefficients were calculated in a floating 35-year window with a given overlap (2 years)

Обсуждение

В рамках нашего исследования для поиска подходящего параметра также была рассчитана хронология по скорректированной поздней древесине (LWW) [Meko, Vaisan, 2001]. Meko и соавт. [2001] в своем исследовании показали, что, убрав линейную зависимость ранней древесины от поздней, можно добиться усиления климатического сигнала и тем самым улучшить палеоклиматическую реконструкцию. Рассчитав климатическую функцию отклика у

данного параметра, мы не обнаружили значительных отличий от показателей хронологии поздней древесины, поэтому этот параметр был исключен из дальнейшего анализа.

При анализе климатической функции отклика хронологии ширины поздней древесины мы обнаружили комплексный характер сигнала. На рис. 7 показаны коэффициенты корреляции Пирсона между хронологией поздней древесины и климатическими переменными с помощью программы seasort. Эта программа позволяет разделить первичные и

вторичные климатические факторы, влияющие на прирост, что особенно важно при скоррелированности климатических параметров. Значимое влияние осадков июля на ширину поздней древесины наблюдается при использовании осадков и как первичного, и как вторичного фактора. Примечателен тот факт, что если первичной переменной назначается температура, а вторичной – осадки, сигнал осадков июля становится сильнее. Таким образом, значимая частная корреляция показывает, что хронологии поздней древесины имеют потенциал для реконструкции

осадков на Соловецком архипелаге, но температурный сигнал частично маскирует отклик на осадки.

Таким же образом с помощью функции `seascorr` были рассчитаны коэффициенты корреляции за 1, 3 и 6 месяцев для хронологии по оптической плотности поздней древесины (рис. 8). На рисунке 8 видно, что коэффициент корреляции с первичным климатическим параметром (температура) доходит до значения 0,6, тем самым показывая высокий потенциал оптической плотности для реконструкции летней температуры на Соловецком архипелаге.

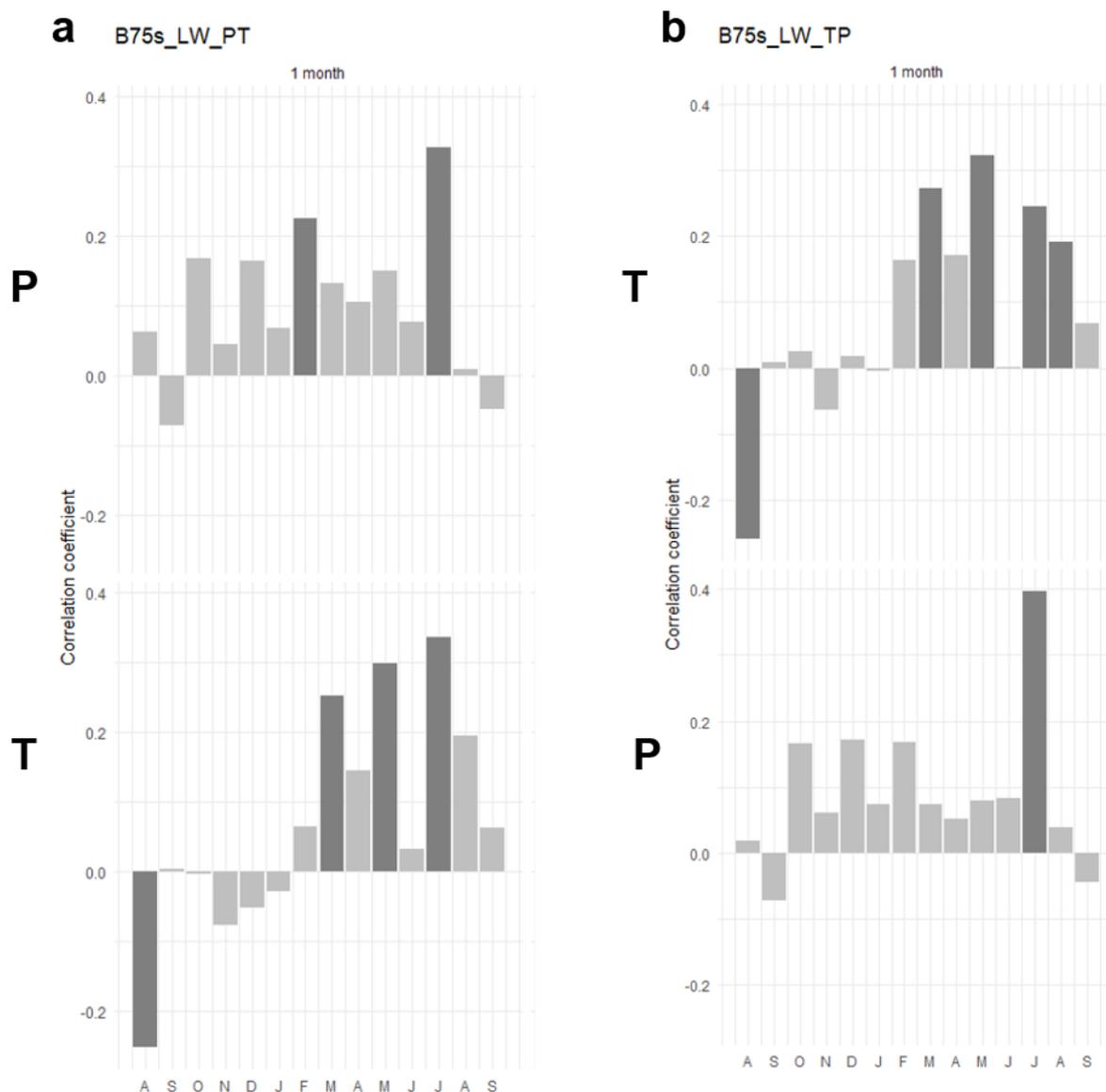


Рис. 7. Корреляции и частные корреляции между хронологией поздней древесины и сезонными климатическими переменными

a – первичная климатическая переменная – осадки (P), частные корреляции (снизу) со вторичной климатической переменной – температурой (T); *b* – первичная климатическая переменная – температура (T), частные корреляции (снизу) со вторичной климатической переменной – осадки (P)

Fig. 7. Correlations and partial correlations latewood chronology (LW) with seasonalized climate variables
a – primary climate variable – precipitation (P), partial correlations (bottom) with a secondary climatic variable – temperature (T); *b* – primary climatic variable – temperature (T), partial correlations (from below) with a secondary climatic variable – precipitation (P)

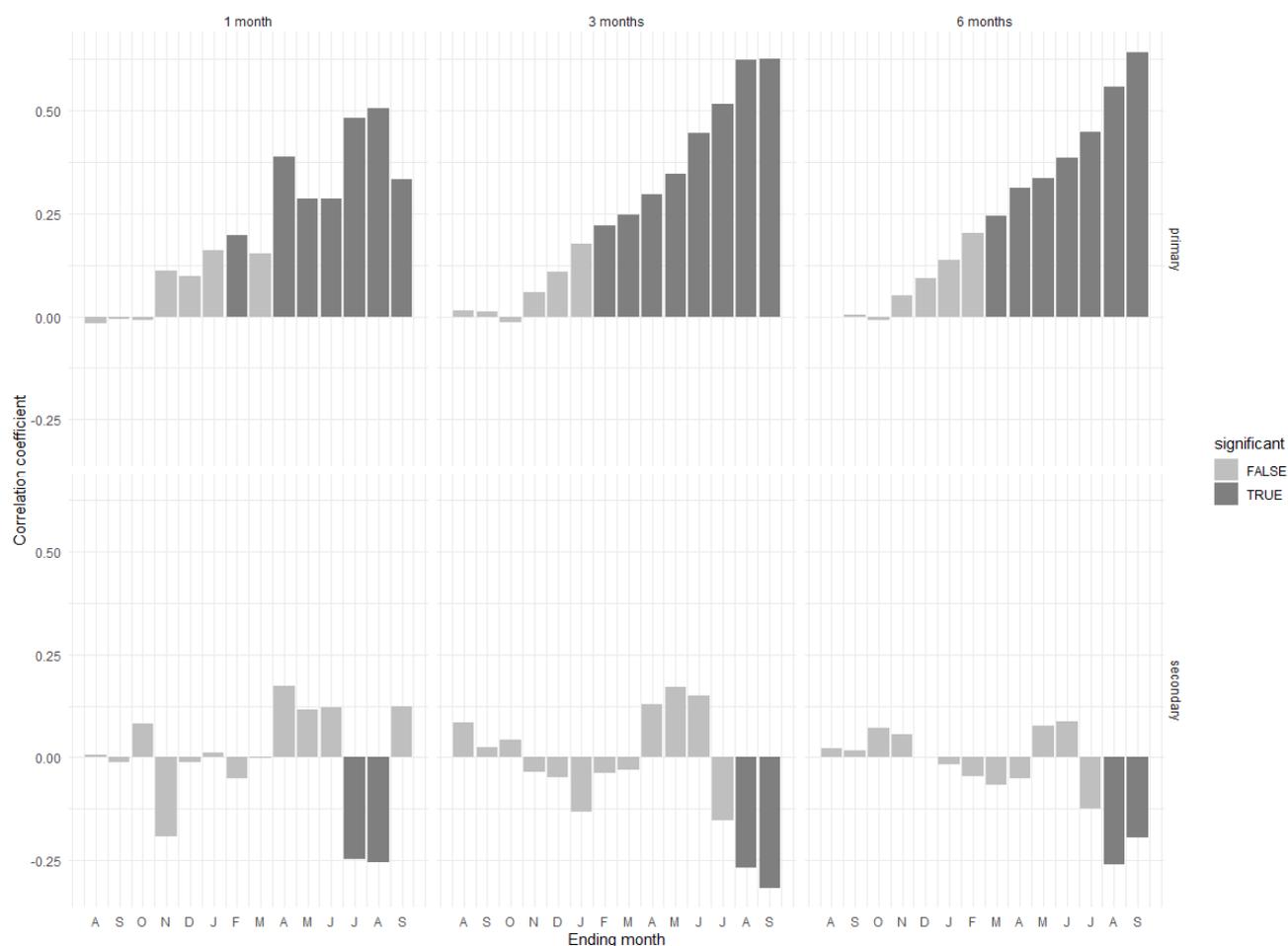


Рис. 8. Корреляции и частные корреляции хронологии по оптической плотности поздней древесины с сезонными климатическими переменными

(Вверху) простые корреляции с первичной климатической переменной, *T* (температура), (снизу) частные корреляции со вторичной климатической переменной, *P* (осадки)

Fig. 8. Correlations and partial correlations blue intensity chronology with seasonalized climate variables

(Top) Simple correlations with the primary climate variable, *T* (temperature), partial correlations of tree-ring index with the secondary climate variable, *P* (precipitation)

Этот анализ (см. рис. 8) показывает статистически значимую связь с летними температурами вегетационного периода, причем наиболее сильные корреляции наблюдаются в июле и августе. Значительные сезонные (3-месячные) корреляции также последовательно выявляются для лета. Максимальная корреляция ($r = 0,61$) наблюдается для 6-месячного периода апрель–сентябрь. Возможно, для 4- и 5-месячных периодов значения коэффициентов корреляции будут еще выше.

Результаты анализа отклика разных параметров годичных колец сосны на Соловецком архипелаге не противоречат полученным ранее выводам в соседних регионах. Так, например, в работе Кононова [2018] показано, что на Кольском полуострове (Хи-

бины) ширина годичных колец сосны реагирует на температуру июня–июля, а также на осредненные значения летних месяцев.

В работе Ваганова и соавт. [1996] для обширной территории (от Полярного Урала на западе до Чукотки на востоке) был выявлен сильный климатический сигнал в клеточных хронологиях и хронологиях по ширине годичных колец с температурой летних месяцев (июнь–июль). Эти данные получены по разным видам лиственниц, ели сибирской и сосне обыкновенной.

Düthorn и соавт. [Düthorn et al., 2016] исследовали климатический сигнал в хронологиях по ширине годичных колец и максимальной плотности сосны вдоль бореального градиента от 60 до 69 с.ш. Инте-

ресно, что климатический отклик хронологий MXD схож на протяжении всей трансекты и связан с летними температурами, а на ширину годовых колец сильно влияет место произрастания деревьев.

Helama и соавт. [Helama et al., 2013] анализировали связь между климатическими данными и различными параметрами (ширина, ранняя, поздняя древесина и оптическая плотность) в прибрежных (влажных) и нагорных (сухих) местообитаниях в Финляндии. Авторы показали, что оптическая плотность, в отличие от других параметров, демонстрирует сильную связь с теплым периодом (апрель–сентябрь).

В Фенноскандии Grudd и соавт. [2002] демонстрируют высокую корреляцию ширины годовых колец с летними месяцами (июнь–август). Важным результатом этой работы является доказательство возможности использования для перекрестного датирования субфосфорированной древесины, залегающей в озерных отложениях, или плавника, лежащего на морских террасах. Это важно для удлинения хронологий годовых колец, как это сделано, например, в Фенноскандии и на севере Евразии [Grudd et al., 2002; Hellmann et al., 2016].

Продление хронологий по живым деревьям возможно и с помощью древесины, использованной в архитектурных сооружениях. И в этом случае применим метод оптической плотности, хотя при его использовании возникает определенная специфика, связанная с различной интенсивностью синего цвета между заболонью и сердцевиной, а также между образцами живой и погребенной древесины [Björklund et al., 2014]. Этот факт для нас важен, так как создание длинной древесно-кольцевой хронологии на Со-

ловецких островах предполагает включение образцов архитектурной и археологической древесины. В работе Björklund и соавт. [2014] было показано, что именно ΔBI (Δ = разница (контраст) между плотностью поздней и ранней древесины) сопоставима с MXD и пригодна для использования в дендроклиматологических реконструкциях.

Выводы

Результаты нашего исследования показывают:

1. Различные параметры годовых колец реагируют на различные климатические факторы.
2. Ширина ранней древесины и ширина годового кольца положительно коррелируют с осадками февраля, мая, июня и отрицательно – с температурой летних месяцев прошлого года.
3. Ширина поздней древесины реагирует на осадки июля текущего года и температуры марта, мая и июля. Этот параметр может быть использован для реконструкции осадков июля на Соловецких островах.
4. Климатическая функция отклика оптической плотности поздней древесины существенно отличается от других параметров высокими коэффициентами корреляции с температурой, а также более продолжительным периодом: она зависит от температуры (апрель–август). Эта корреляция, кроме того, более устойчива во времени. Благодаря этому именно оптическая плотность поздней древесины сосны обыкновенной является подходящим параметром для создания палеоклиматической реконструкции на Соловецком архипелаге и в близких по физико-географически и климатическим условиям районах.

Список источников

- Богуславский Г.А. Острова Соловецкие: очерки. Архангельск : Северо-Западное книжное изд-во, 1966. 173 с.
- Ваганов Е.А., Шнятов С.Г., Мазепа В.С. Дендроклиматические исследования в Урало-Сибирской субарктике. Новосибирск : Наука, 1996. 246 с.
- Долгова Е.А., Соломина О.Н., Мацковский В.В., Добрянский А.С., Семяняк Н.С., Шпунт С.С. Пространственная изменчивость прироста сосны на Соловецких островах // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2019. № 2. С. 41–50.
- Ипатов Л.Ф., Косарев В.П., Проурзин Л.И., Торхов С.В. Леса Соловецкого архипелага. Архангельск : СОЛТИ, 2009. 244 с.
- Колосова Г.Н. Природно-географический анализ исторических территорий: Соловецкий архипелаг. Труды Соловецкого отряда Морской арктической комплексной экспедиции. М. : РНИИ КПП, 1999. 111 с.
- Кононов Ю.М. Пространственные особенности температурного режима теплого сезона в пределах материковой части Российской Арктики в течение последних 500 лет // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2018. № 2. С. 48–58.
- Ловелиус Н.В., Соболев А.Н., Феклистов П.А. Черты единства в приросте сосны и ели на Соловецком архипелаге и факторы среды // Общество. Среда. Развитие (Тетра Нумера). 2012. № 4. С. 262–267.
- Мацковский В.В. Климатический сигнал в ширине годовых колец хвойных деревьев на севере и в центре европейской территории России. М. : ГЕОС, 2013. 148 с.
- Природная среда Соловецкого архипелага в условиях меняющегося климата / под ред. Ю.Г. Шварцмана и И.Н. Болотова. Екатеринбург : Изд-во УрО РАН, 2007. 184 с.
- Соболев А.Н., Феклистов П.А. Структура, состояние и характер роста древостоев основных лесообразующих пород Соловецкого архипелага // Соловецкий сборник. Вып. 7. Архангельск, 2011. С. 76–88.
- Соломина О.Н., Мацковский В.В., Жуков Р.С. Дендрохронологические «летописи». «Вологда» и «Соловки» как источники данных о климате последнего тысячелетия // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439, № 2. С. 1104–1109.
- Шнятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С., Наурызбаев М.М., Хантемиров Р.М. Методы дендрохронологии. Ч. I: Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации : учеб.-метод. пособие. Красноярск : КрасГУ, 2000. 80 с

- Anchukaitis K.J., Wilson R., Briffa K.R., Büntgen U., Cook E.R., D'Arrigo R.** Last millennium Northern Hemisphere summer temperatures from tree rings: Part II, spatially resolved reconstructions // *Quaternary Science Reviews*. 2017. V. 163. P. 1–22.
- Arbellay E., Jarvis I., Chavardès R.D., Daniels L.D., Stoffel M.** Tree-ring proxies of larch bud moth defoliation: latewood width and blue intensity are more precise than tree-ring width // *Tree Physiology*. 2018. V. 38. No. 8. P. 1237–1245.
- Beck P.S., Andreu-Hayles L., D'Arrigo R., Anchukaitis K.J., Tucker C.J., Pinzón, J.E., Goetz S.J.** A large-scale coherent signal of canopy status in maximum latewood density of tree rings at arctic treeline in North America // *Global and Planetary Change*. 2013. V. 100. P. 109–118.
- Björklund J.A., Gunnarson B.E., Seftigen K., Esper J., Linderholm H.W.** Blue intensity and density from northern Fennoscandian tree rings, exploring the potential to improve summer temperature reconstructions with earlywood information // *Climate of the Past*. 2014. V. 10 (2). P. 877–885.
- Björklund J., Gunnarson B.E., Seftigen K., Zhang P., Linderholm H.W.** Using adjusted blue intensity data to attain high-quality summer temperature information: A case study from Central Scandinavia // *The Holocene*. 2015. V. 25 (3). P. 547–556.
- Björklund J., Seftigen K., Schweingruber F., Fonti P., von Arx G., Bryukhanova M.V.** Cell size and wall dimensions drive distinct variability of earlywood and latewood density in Northern Hemisphere conifers // *New Phytologist*. 2017. V. 216 (3). P. 728–740.
- Björklund J.A., Gunnarson B.E., Krusic P.J., Grudd H., Josefsson T., Östlund L., Linderholm H.W.** Advances towards improved low-frequency tree-ring reconstructions, using an updated *Pinus sylvestris* L. MXD network from the Scandinavian Mountains // *Theoretical and applied climatology*. 2013. V. 113 (3). P. 697–710.
- Briffa K., Jones P.D.** Basic chronology statistics and assessment, in: *Methods of Dendrochronology // Applications in the Environmental Sciences*. H. 137–152. doi: 10.1007/978-94-015-7879-0
- Briffa K.R.** Basic chronology statistics and assessment // *Methods of dendrochronology*. 1990.
- Briffa K.R.** A 1,400-year tree-ring record of summer temperatures in Fennoscandia // *Nature*. 1990. V. 346. P. 434–439.
- Briffa K.R., Schweingruber F., Jones P., Schweingruber F.H., Jones P.D., Osborn T.J., Shiyatov S.G., Vaganov E.A.** Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes // *Nature*. 1998. V. 391, No. 6668. P. 678–682.
- Briffa K.R., Osborn T., Schweingruber F.** Large-scale temperature inferences from tree rings: a review // *Global and planetary change*. 2004. V. 40. P. 11–26.
- Campbell R., McCarroll D., Loader N.J., Grudd H., Robertson I., Jalkanen R.** Blue intensity in *Pinus sylvestris* tree-rings: Developing a new palaeoclimate proxy // *The Holocene*. 2007. V. 17 (6). P. 821–828.
- Buckley B.M., Hansen K.G., Griffin K.L., Schmiege S., Oelkers R., D'Arrigo R.D.** Blue intensity from a tropical conifer's annual rings for climate reconstruction: An ecophysiological perspective // *Dendrochronologia*. 2018. V. 50. P. 10–22.
- Bunn A.G.** A dendrochronology program library in R (dplR) // *Dendrochronologia*. 2008. V. 26 (2). P. 115–124.
- Clauson M.L., Wilson J.B.** Comparison of video and x-ray for scanning wood density // *Forest products journal (USA)*. 1991.
- Cook E.R., Seager R., Kushnir Y., Briffa K.R., Büntgen U., Frank D., Krusic P.J., Tegel W., van der Schrier G., Andreu-Hayles L., Baillie M., Baittinger C., Bleicher N., Bonde N., Brown D., Carrer M., Cooper R., Čufar K., Dittmar C., Esper J., Griggs C., Gunnarson B., Günther B., Gutierrez E., Haneca K., Helama S., Herzig F., Heussner K.-U., Hofmann J., Janda P., Kontic R., Köse N., Kyncl T., Levanič T., Linderholm H., Manning S., Melvin T.M., Miles D., Neuwirth B., Nicolussi K., Nola P., Panayotov M., Popa I., Rothe A., Seftigen K., Seim A., Svarva H., Svoboda M., Thun T., Timonen M., Touchan R., Trotsiuk V., Trouet V., Walder F., Ważny T., Wilson R., Zang C.** Old World megadroughts and pluvials during the Common Era // *Science Advances*. 2015. V. 1 (10). P. 30–46.
- Cook E.R., Solomina O., Matskovsky V., Cook B.I., Agafonov L., Berdnikova A., Kuznetsova V.** The European Russia Drought Atlas (1400–2016 CE) // *Climate Dynamics*. 2020. V. 54 (3). P. 2317–2335.
- Dannenberg M.P., Wise E.K.** Seasonal climate signals from multiple tree ring metrics: A case study of *Pinus ponderosa* in the upper Columbia River Basin // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2016. V. 121. P. 1178–1189.
- Dolgova E.** June–September temperature reconstruction in the Northern Caucasus based on blue intensity data // *Dendrochronologia*. 2016. V. 39. P. 17–23.
- Düthorn E., Schneider L., Günther B., Gläser S., Esper J.** Ecological and climatological signals in tree-ring width and density chronologies along a latitudinal boreal transect // *Scandinavian Journal of Forest Research*. 2016. V. 31, No. 8. P. 750–757.
- Esper J., Frank D.** Divergence pitfalls in tree-ring research // *Climatic Change*. 2009. V. 94 (3). P. 261–266.
- Esper J., Frank D.C., Timonen M., Zorita E., Wilson R.J.S., Luterbacher J.** Orbital forcing of tree-ring data // *Nature Climate Change*. 2012. V. 2 (12). P. 862–866.
- Esper J., Düthorn E., Krusic P.J., Timonen M., Büntgen U.** Northern European summer temperature variations over the Common Era from integrated tree-ring density records // *Journal of Quaternary Science*. 2014. V. 29 (5). P. 487–494.
- Esper J., Schneider L., Smerdon J.E., Schöne B.R., Büntgen U.** Signals and memory in tree-ring width and density data // *Dendrochronologia*. 2015. V. 35. P. 62–70.
- Esper J., George S.S., Anchukaitis K., D'Arrigo R., Ljungqvist F.C., Luterbacher J.** Large-scale, millennial-length temperature reconstructions from tree-rings // *Dendrochronologia*. 2018. V. 50. P. 81–90.
- Frank D., Esper J.** Characterization and climate response patterns of a high-elevation, multi-species tree-ring network in the European Alps // *Dendrochronologia*. 2005. V. 22 (2). P. 107–121.
- Fritts H.C.** Growth-rings of trees: their correlation with climate // *Science*. 1966. V. 154 (3752). P. 973–979.
- Fuentes G., Schweingruber F.H., Bartholin T., Schaur E., Briffa K.R.** Radiodensitometric-dendroclimatological conifer chronologies from Lapland (Scandinavia) and the Alps (Switzerland) // *Boreas*. 1988. V. 17, No. 4. P. 559–566.
- Fuentes M., Salo R., Björklund J., Seftigen K., Zhang P., Gunnarson B., Linderholm H.W.** A 970-year-long summer temperature reconstruction from Rogen, west-central Sweden, based on blue intensity from tree rings // *The Holocene*. 2018. V. 28 (2). P. 254–266.
- Grudd H.A., Briffa K.R., Karlén W., Bartholin T.S., Jones P.D., Kromer B.** 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales // *The Holocene*. 2002. V. 12 (6). P. 657–665.
- Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H.** Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3.10 Dataset // *Int. J. of Climatology*. 2014. V. 34 (3). P. 623–642.

- Helama S., Arentoft B.W., Collin-Haubensak O., Hyslop, M.D., Brandstrup C.K., Mäkelä, H.M., Wilson R.** Dendroclimatic signals deduced from riparian versus upland forest interior pines in North Karelia, Finland // *Ecological Research*. 2013. V. 28, No. 6. P. 1019–1028.
- Hellman L., Agafonov L., Ljungqvist F.C., Churakova O., Dühorn E., Esper J., Büntgen U.** Diverse growth trends and climate responses across Eurasia's boreal forest // *Environmental Research Letters*. 2016. V. 11, No. 7. P. 074021.
- Holmes R.L.** Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement // *Tree-Ring Bulletin*. 1983. V. 43. P. 69–78.
- Guiot J.** The bootstrapped response functions. 1991.
- Kaczka R.J., Spyt B., Janecka K., Musiol R.** The blue intensity proxy for >400 years growing season temperature reconstruction from the Tatra Mountains // *TRACE*. 2017. V. 15. P. 23–30.
- Kaczka R.J., Spyt B., Janecka K., Beil I., Büntgen U., Scharnweber T.** Different maximum latewood density and blue intensity measurements techniques reveal similar results // *Dendrochronologia*. 2018. V. 49. P. 94–101.
- Larsson L.** CooRecorder and Cdendro programs of the CooRecorder/Cdendro package version 7.6. 2013. URL: <http://www.cybis.se/forfun/dendro/>
- Linderholm H.W., Björklund J., Seftigen K., Gunnarson B.E., Fuentes M.** Fennoscandia revisited: A spatially improved tree-ring reconstruction of summer temperatures for the last 900 years // *Climate Dynamics*. 2015. V. 45 (3–4). P. 933–947.
- Ljungqvist F.C., Seim A., Krusic P.J., González-Rouco J.F., Werner J.P., Cook E.R., Büntgen U.** European warm-season temperature and hydroclimate since 850 CE // *Environmental Research Letters*. 2019. V. 14, No. 8. P. 084015.
- Ljungqvist F.C., Piermattei A., Seim A., Krusic P.J., Büntgen U., He M., Esper J.** Ranking of tree-ring based hydroclimate reconstructions of the past millennium // *Quaternary Science Reviews*. 2020. V. 230. P. 106074.
- Meko D.M., Baisan C.H.** Pilot study of latewood-width of conifers as an indicator of variability of summer rainfall in the North American monsoon region // *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*. 2001. V. 21, Iss. 6. P. 697–708.
- McCarroll D., Pettigrew E., Luckman A., Guibal F., Edouard J.L.** Blue reflectance provides a surrogate for latewood density of high-latitude pine tree rings // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2002. V. 34, No. 4. P. 450–453.
- McCarroll D., Loader N.J., Jalkanen R., Gagen M.H., Grudd H., Gunnarson B.E.** A 1200-year multiproxy record of tree growth and summer temperature at the northern pine forest limit of Europe // *The Holocene*. 2013. V. 4. P. 471–484.
- Mills C.M., Crone A., Wood C., Wilson R.** Dendrochronologically dated pine buildings from Scotland: The SCOT2K Native Pine Dendrochronology Project // *Vernacular Architecture*. 2017. V. 48 (1). P. 23–43.
- Rydval M., Larsson L.Å., McGlynn L., Gunnarson B.E., Loader N.J., Young G.H., Wilson R.** Blue intensity for dendroclimatology: Should we have the blues? Experiments from Scotland // *Dendrochronologia*. 2014. V. 32 (3). P. 191–204.
- Rydval M., Gunnarson B.E., Loader N.J., Cook E.R., Druckenbrod D.L., Wilson R.** Spatial reconstruction of Scottish summer temperatures from tree rings // *International Journal of Climatology*. 2017a. V. 37 (3). P. 1540–1556.
- Rydval M., Loader N.J., Gunnarson B.E., Druckenbrod D.L., Linderholm H.W., Moreton S.G.** Reconstructing 800 years of summer temperatures in Scotland from tree rings // *Climate Dynamics*. 2017b. V. 49 (9–10). P. 2951–2974.
- Rydval M., Druckenbrod D.L., Svoboda M., Trotsiuk V., Janda P., Mikoláš M.** Influence of sampling and disturbance history on climatic sensitivity of temperature-limited conifers // *The Holocene*. 2018. V. 28 (10). P. 1574–1587.
- Seftigen K., Fuentes M., Ljungqvist F.C., Björklund J.** Using Blue Intensity from drought-sensitive *Pinus sylvestris* in Fennoscandia to improve reconstruction of past hydroclimate variability // *Climate Dynamics*. 2020. V. 55. P. 579–594.
- Schweingruber F.H., Fritts H.C., Bräker O.U., Drew L.G., Schär E.** The X-ray technique as applied to dendroclimatology. *Tree-Ring Bulletin*. 1978.
- Schweingruber F.H., Briffa K.R., Nogler P.** A tree-ring densitometric transect from Alaska to Labrador // *International Journal of Biometeorology*. 1993. V. 37 (3). P. 151–169.
- Schweingruber F., Fritz H.** Tree rings and environment: dendroecology. Paul Haupt AG Bern, 1996.
- Schweingruber F.H., Shiyatov S.G., Shishov V.** Long-term climatic changes in the Arctic region of the Northern Hemisphere // *Doklady Earth Sciences*. 2000. V. 375, No. 8. P. 1314–1317.
- Schweingruber F.H.** Tree rings: basics and applications of dendrochronology. 2012. Springer Science & Business Media.
- Sheppard P.R., Graumlich L.J., Conkey L.E.** Reflected-light image analysis of conifer tree-rings for reconstructing climate // *The Holocene*. 1996. V. 6 (1). P. 62–68.
- Tene A., Tobin B., Dyckmans J., Ray D., Black K., Nieuwenhuis M.** Assessment of tree response to drought: Validation of a methodology to identify and test proxies for monitoring past environmental changes in trees // *Tree Physiology*. V. 201131 (3). P. 309–322.
- Trachsel M., Kamenik C., Grosjean M., McCarroll D., Moberg A., Brázdil R.** Multi-archive summer temperature reconstruction for the European Alps, AD 1053–1996 // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 46. P. 66–79.
- Wigley T.M., Briffa K.R., Jones P.D.** On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1984. V. 23, No. 2. P. 201–213.
- Wilson R.J., Esper J., Luckman B.H.** Utilising historical tree-ring data for dendroclimatology: A case study from the Bavarian Forest, Germany // *Dendrochronologia*. 2004. V. 21 (2). P. 53–68.
- Wilson R., Loader N.J., Rydval M., Patton H., Frith A., Mills C.M., Gunnarson B.E.** Reconstructing Holocene climate from tree rings: The potential for a long chronology from the Scottish Highlands // *The Holocene*. 2012. V. 22 (1). P. 3–11.
- Wilson R., Rao R., Rydval M., Wood C., Larsson L.Å., Luckman B.H.** Blue intensity for dendroclimatology: The BC blues: A case study from British Columbia, Canada // *The Holocene*. 2014. V. 24 (11). P. 1428–1438.
- Wilson R., Anchukaitis K., Briffa K.R., Büntgen U., Cook E., D'Arrigo R.** Last millennium Northern Hemisphere summer temperatures from tree rings: Part I: The long-term context // *Quaternary Science Reviews*. 2016. V. 134. P. 1–18.
- Wilson R., D'Arrigo R., Andreu-Hayles L., Oelkers R., Wiles G., Anchukaitis K., Davi N.** Experiments based on blue intensity for reconstructing North Pacific temperatures along the Gulf of Alaska // *Climate of the Past*. 2017a. V. 13 (8). P. 1007–1022.
- Wilson R., Wilson D., Rydval M., Crone A., Büntgen U., Clark S.** Facilitating tree-ring dating of historic conifer timbers using Blue Intensity // *Journal of Archaeological Science*. 2017b. V. 78. P. 99–111.

- Yanosky T.M., Robinove C.J.** Digital image measurement of the area and anatomical structure of tree rings // Canadian Journal of Botany. 1986. V. 64 (12). P. 2896–2902.
- Yanosky T.M., Robinove C.J., Clark R.G.** Progress in the image analysis of tree rings. 1986.
- Zang C., Biondi F.** Treeclim: an R package for the numerical calibration of proxy-climate relations // Ecography. 2015. V. 38, No. 4. P. 431–436.

References

- Boguslavskiy G.A. *Ostrova Solovetskie: ocherki* [The Solovetsky Islands: Essays]. Arkhangelsk: Severo-Zapadnoe knizhnoe izd-vo, 1966. 173 p. In Russian
- Vaganov E.A., Shiyatov S.G., Mazepa V.S. *Dendroklimaticheskie issledovaniya v Uralo-Sibirskoy subarktike* [Dendroclimatic study in Ural-Siberian Subarctic]. Novosibirsk: Novosibirskiy filial FGUP "Akademicheskoy nauchno-izdatel'skiy i knigoraspromstrel'skiy tsentr "Nauka" 1996. 246p. In Russian
- Dolgova E.A., Solomina O.N., Matskovskiy V.V., Dobryanskiy A.S., Semenyak N.S., Shpunt S.S. Spatial Variation of Pine Tree-Ring Growth in the Solovetsky Islands // Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya. 2019. No. 2. pp. 41–50. In Russian
- Ipatov L.F., Kosarev V.P., Prourzin L.I., Torkhov S.V. *Lesy Solovetskogo arhipelaga* [Forests of the Solovetsky Archipelago] Arkhangelsk: GUP "SOLT", 2009. 244 p. In Russian
- Kolosova G.N. *Prirodno-geograficheskoy analiz istoricheskikh territoriy: Solovetskiy arhipelag. Trudy Solovetskogo otryada Morskoy arkticheskoy kompleksnoy ekspeditsii* [Natural-geographical analysis of historical territories: the Solovetsky archipelago. Proceedings of the Solovetsky Detachment of the Marine Arctic Complex Expedition]. Moscow: RNII KPN, 1999. 111 p. In Russian
- Kononov Yu.M. Regional features of the warm season temperature regime within the continental part of the Russian Arctic during the last 500 years // Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya. 2018. No. 2. pp. 48–58. In Russian
- Lovelius N.V., Sobolev A.N., Feklistov P.A. Features unity in the growth of pine and spruce at Solovetsky Archipelago and the environmental factors // "Society. Environment. Development" ("TERRA HUMANA"). 2012. No. 4. pp. 262–267. In Russian
- Matskovskiy V.V. *Klimaticheskoy signal v shirine godichnykh kolets khvoy nykh derev'ev na severe i v tsentre evropeyskoy territorii Rossii* [Climate signal in the tree-ring width of coniferous trees in the north and in the center of the European territory of Russia]. Moscow: GEOS, 2013. 148 p. In Russian
- Prirodnaya sreda Solovetskogo arhipelaga v usloviyakh menyayushchegosya klimata* [The natural environment of the Solovetsky archipelago in a changing climate]. Editors: Yu.G. Shvartsmana, I.N. Bolotova. Ekaterinburg: Izd-vo UrO RAS, 2007. 184 p. In Russian
- Sobolev A.N., Feklistov P.A. *Struktura, sostoyanie i kharakter rosta drevostoev osnovnykh lesoobrazuyushchikh porod Solovetskogo arhipelaga* [Structure, state and nature of growth of forest stands of the main forest-forming species of the Solovetsky Archipelago] // Solovetskiy sbornik. Vyp. 7. Arkhangelsk, 2011. pp. 76–88. In Russian
- Solomina O.N., Matskovskiy V.V., Zhukov R.C. Tree-ring chronicles "Vologda" and "Solovki" as a source of the data on climatic of the last millennium // Doklady of Russian Academy of Sciences, V. 439, No. 2, pp. 1104–1109. In Russian
- Shiyatov S.G., Vaganov E.A., Kirdeyanov A.V., Kruglov V.B., Mazepa B.C., Naurzbaev M.M., Khantemirov P.M. *Metody dendrokronologii. Ch. I. Osnovy dendrokronologii. Sbor i poluchenie drevnesno-kol'tsevoy informatsii: Uchebno-metodich. posobie*. [Methods of dendrochronology. Part I. Fundamentals of dendrochronology. Collecting and obtaining tree-ring information: Educational and methodical tutorial] Krasnoyarsk: KrasGU, 2000. 80 p. In Russian
- Anchukaitis K.J., Wilson R., Briffa K.R., Büntgen U., Cook E.R., D'Arrigo R. Last millennium Northern Hemisphere summer temperatures from tree rings: Part II, spatially resolved reconstructions // Quaternary Science Reviews. 2017. V. 163. pp. 1–22.
- Arbellay E., Jarvis I., Chavardès R. D., Daniels L. D., Stoffel M. Tree-ring proxies of larch bud moth defoliation: latewood width and blue intensity are more precise than tree-ring width // Tree Physiology. 2018. V. 38. No. 8. pp. 1237–1245.
- Beck P.S., Andreu-Hayles L., D'Arrigo R., Anchukaitis K. J., Tucker C. J., Pinzón, J. E., Goetz S. J. A large-scale coherent signal of canopy status in maximum latewood density of tree rings at arctic treeline in North America // Global and Planetary Change. 2013. V. 100. pp. 109–118.
- Björklund J.A., Gunnarson B.E., Seftigen K., Esper J., Linderholm H.W. Blue intensity and density from northern Fennoscandian tree rings, exploring the potential to improve summer temperature reconstructions with earlywood information // Climate of the Past. V. 10 (2). pp. 877–885.
- Björklund J., Gunnarson B.E., Seftigen K., Zhang P., Linderholm H.W. Using adjusted blue intensity data to attain high-quality summer temperature information: A case study from Central Scandinavia // The Holocene. 2015. V. 25 (3). pp. 547–556.
- Björklund J., Seftigen K., Schweingruber F., Fonti P., von Arx G., Bryukhanova M.V. Cell size and wall dimensions drive distinct variability of earlywood and latewood density in Northern Hemisphere conifers // New Phytologist. 2017. V. 216 (3). pp. 728–740.
- Björklund J.A., Gunnarson B.E., Krusic P.J., Grudd H., Josefsson T., Östlund L., Linderholm H.W. Advances towards improved low-frequency tree-ring reconstructions, using an updated *Pinus sylvestris* L. MXD network from the Scandinavian Mountains // Theoretical and Applied Climatology. 2013. V. 113. No. 3. pp. 697–710.
- Briffa K., Jones P.D. Basic chronology statistics and assessment, in: Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences. pp. 137–152. doi: 10.1007/978-94-015-7879-0
- Briffa K.R. Basic chronology statistics and assessment // Methods of Dendrochronology. 1990.
- Briffa K.R. A 1,400-year tree-ring record of summer temperatures in Fennoscandia // Nature. 1990. V. 346. pp. 434–439.
- Briffa K., Schweingruber F., Jones P., Schweingruber F.H., Jones P.D., Osborn T.J., Shiyatov S.G., Vaganov E.A. Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes // Nature. 1998. V. 391. No. 6668. pp. 678–682.
- Briffa K.R., Osborn T., Schweingruber F. Large-scale temperature inferences from tree rings: a review // Global and Planetary Change. 2004. V. 40. pp. 11–26.
- Campbell R., McCarroll D., Loader N.J., Grudd H., Robertson I., Jalkanen R. Blue intensity in *Pinus sylvestris* tree-rings: Developing a new palaeoclimate proxy // The Holocene. 2007. V. 17(6). pp. 821–828.

- Buckley B.M., Hansen K.G., Griffin K.L., Schmiege S., Oelkers R., D'Arrigo R.D. Blue intensity from a tropical conifer's annual rings for climate reconstruction: An ecophysiological perspective // *Dendrochronologia*. 2018. V. 50. pp. 10–22.
- Bunn A.G. A dendrochronology program library in R (dplR) // *Dendrochronologia*. 2008. V. 26 (2). pp. 115–124.
- Clauson M.L., Wilson J.B. Comparison of video and x-ray for scanning wood density // *Forest products journal (USA)*. 1991.
- Cook E.R., Seager R., Kushnir Y., Briffa K.R., Buntgen U., Frank D., Krusic P.J., Tegel W., van der Schrier G., Andreu-Hayles L., Baillie M., Baittinger C., Bleicher N., Bonde N., Brown D., Carrer M., Cooper R., Čufar K., Dittmar C., Esper J., Griggs C., Gunnarson B., Günther B., Gutierrez E., Haneca K., Helama S., Herzig F., Heussner K.-U., Hofmann J., Janda P., Kontic R., Köse N., Kyncl T., Levanič T., Linderholm H., Manning S., Melvin T.M., Miles D., Neuwirth B., Nicolussi K., Nola P., Panayotov M., Popa I., Rothe A., Seftigen K., Seim A., Svarva H., Svoboda M., Thun T., Timonen M., Touchan R., Trotsiuk V., Trouet V., Walder F., Ważny T., Wilson R., Zang C. Old World megadroughts and pluvials during the Common Era // *Science Advances*. 2015. 1 (10). pp. 30–46.
- Cook E.R., Solomina O., Matskovsky V., Cook B.I., Agafonov L., Berdnikova A., Kuznetsova V. The European Russia Drought Atlas (1400–2016 CE) // *Climate Dynamics*. 2020. V. 54 (3). pp. 2317–2335.
- Dannenberg M.P., Wise E.K. Seasonal climate signals from multiple tree ring metrics: A case study of *Pinus ponderosa* in the upper Columbia River Basin // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2016. V. 121. pp. 1178–1189.
- Dolgova E. June–September temperature reconstruction in the Northern Caucasus based on blue intensity data // *Dendrochronologia*. 2016. V. 39. pp. 17–23.
- Düthorn E., Schneider L., Günther B., Gläser S., Esper J. Ecological and climatological signals in tree-ring width and density chronologies along a latitudinal boreal transect // *Scandinavian Journal of Forest Research*. 2016. V. 31. No. 8. pp. 750–757.
- Esper J., Frank D. Divergence pitfalls in tree-ring research // *Climatic Change*. 2009. V. 94(3), pp. 261–266.
- Esper J., Frank D.C., Timonen M., Zorita E., Wilson R.J.S., Luterbacher J. Orbital forcing of tree-ring data // *Nature Climate Change*. 2012. V. 2 (12). pp. 862–866.
- Esper J., Düthorn E., Krusic P.J., Timonen M., Buntgen U. Northern European summer temperature variations over the Common Era from integrated tree-ring density records // *Journal of Quaternary Science*. 2014. V. 29(5). pp. 487–494.
- Esper J., Schneider L., Smerdon J. E., Schöne B. R., Buntgen, U. Signals and memory in tree-ring width and density data // *Dendrochronologia*. 2015. V.35. pp. 62–70.
- Esper J., George S.S., Anchukaitis K., D'Arrigo R., Ljungqvist F.C., Luterbacher J. Large-scale, millennial-length temperature reconstructions from tree-rings // *Dendrochronologia*. 2018. V. 50. pp. 81–90.
- Frank D., Esper J. Characterization and climate response patterns of a high-elevation, multi-species tree-ring network in the European Alps // *Dendrochronologia*. 2005. V. 22(2). pp. 107–121.
- Fritts H.C. Growth-rings of trees: their correlation with climate // *Science*. 1966. V. 154(3752). pp. 973–979.
- Fuentes G., Schweingruber F.H., Bartholin T., Schaur E., Briffa K.R. Radiodensitometric-dendroclimatological conifer chronologies from Lapland (Scandinavia) and the Alps (Switzerland) // *Boreas*. 1988. V. 17. No. 4. pp. 559–566.
- Grudd H.A., Briffa K. R., Karlén W., Bartholin T.S., Jones P.D., Kromer B. 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales // *The Holocene*. 2002. V. 12(6). pp. 657–665.
- Guiot J. The bootstrapped response function. 1991.
- Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3. 10 Dataset // *Int. J. of Climatology*. 2014. V. 34 (3). pp. 623–642.
- Helama S., Arentoft B.W., Collin-Haubensak O., Hyslop, M.D., Brandstrup C.K., Mäkelä H.M., Wilson R. Dendroclimatic signals deduced from riparian versus upland forest interior pines in North Karelia, Finland // *Ecological research*. 2013. V. 28. No. 6. pp. 1019–1028.
- Hellman L., Agafonov L., Ljungqvist F.C., Churakova O., Düthorn E., Esper J., Buntgen U. Diverse growth trends and climate responses across Eurasia's boreal forest // *Environmental Research Letters*. 2016. V. 11. No. 7. pp. 074021.
- Holmes R.L. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement // *Tree-Ring Bulletin*. 1983. V. 43. pp. 69–78.
- Kaczka R.J., Spt B., Janecka K., Musiol R. The blue intensity proxy for >400 years growing season temperature reconstruction from the Tatra Mountains // *TRACE*. 2017. V. 15. pp. 23–30.
- Kaczka R.J., Spt B., Janecka K., Beil I., Buntgen U., Scharnweber T. Different maximum latewood density and blue intensity measurements techniques reveal similar results // *Dendrochronologia*, 2018. V. 49. pp. 94–101.
- Larsson L. CooRecorder and Cdendro programs of theCooRecorder / Cdendro package version 7.6. 2013. <http://www.cybis.se/forfun/dendro/>
- Linderholm H.W., Björklund J., Seftigen K., Gunnarson B. E. FuentesM. Fennoscandia revisited: A spatially improved tree-ring reconstruction of summer temperatures for the last 900 years // *Climate Dynamics*. 2015. V. 45(3–4). pp. 933–947.
- Ljungqvist F.C., Seim A., Krusic P.J., González-Rouco J. F., Werner J. P., Cook E. R., Buntgen U. European warm-season temperature and hydroclimate since 850 CE // *Environmental Research Letters*. 2019. V. 14. No. 8. P. 084015.
- Ljungqvist F.C., Piermattei A., Seim A., Krusic P.J., Buntgen U., He M., Esper J. Ranking of tree-ring based hydroclimate reconstructions of the past millennium // *Quaternary Science Reviews*. 2020. V. 230. P. 106074.
- Meko D.M., Baisan C.H. Pilot study of latewood-width of conifers as an indicator of variability of summer rainfall in the North American monsoon region // *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*. 2001. V. 21. Iss. 6. pp. 697–708.
- McCarroll D., Pettigrew E., Luckman A., Guibal F., Edouard J. L. Blue reflectance provides a surrogate for latewood density of high-latitude pine tree rings // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2002. V. 34. No. 4. pp. 450–453.
- McCarroll D., Loader N.J., Jalkanen R., Gagen M.H., Grudd H., Gunnarson B.E. A 1200-year multiproxy record of tree growth and summer temperature at the northern pine forest limit of Europe // *The Holocene*. 2013. V. 4. pp. 471–484.
- Mills C.M., Crone A., Wood C., Wilson R. Dendrochronologically dated pine buildings from Scotland: The SCOT2K Native Pine Dendrochronology Project // *Vernacular Architecture*. 2017. V. 48(1). pp. 23–43.
- Rydval M., Larsson L.Å., McGlynn L., Gunnarson B.E., Loader N.J., Young G.H., Wilson R. Blue intensity for dendroclimatology: Should we have the blues? Experiments from Scotland // *Dendrochronologia*. 2014. V. 32 (3). pp. 191–204.

- Rydval M., Gunnarson B.E., Loader N.J., Cook E.R., Druckenbrod D.L., Wilson R. Spatial reconstruction of Scottish summer temperatures from tree rings // *International Journal of Climatology*. 2017. V. 37(3). pp. 1540–1556.
- Rydval M., Loader N.J., Gunnarson B.E., Druckenbrod D.L., Linderholm H.W., Moreton S.G. Reconstructing 800 years of summer temperatures in Scotland from tree rings // *Climate Dynamics*. 2017. V. 49(9–10). pp. 2951–2974.
- Rydval M., Druckenbrod D.L., Svoboda M., Trotsiuk V., Janda P., Mikoláš M. Influence of sampling and disturbance history on climatic sensitivity of temperature-limited conifers // *The Holocene*. 2018. V. 28(10). pp. 1574–1587.
- Seftigen K., Fuentes M., Ljungqvist F.C., Björklund J. Using Blue Intensity from drought-sensitive *Pinus sylvestris* in Fennoscandia to improve reconstruction of past hydroclimate variability // *Climate dynamics*. 2020. V. 55. pp. 579–594.
- Schweingruber F.H., Fritts H.C., Bräker O.U., Drew L.G., Schär E. The X-ray technique as applied to dendroclimatology. *Tree-Ring Bulletin*. 1978.
- Schweingruber F.H., Briffa K.R., Nogler P. A tree-ring densitometric transect from Alaska to Labrador // *International Journal of Biometeorology*. 1993. V. 37. No. 3. pp. 151–169.
- Schweingruber F., Fritz H. *Tree rings and environment: dendroecology*. Paul Haupt AG Bern, 1996.
- Schweingruber F.H., Shiyatov S.G., Shishov V. Long-term climatic changes in the Arctic region of the Northern Hemisphere // *Doklady Earth Sciences*. 2000. V. 375. No. 8. pp. 1314–1317.
- Schweingruber F.H. *Tree rings: basics and applications of dendrochronology*. 2012. Springer Science & Business Media.
- Sheppard P.R., Graumlich L.J., Conkey L.E. Reflected-light image analysis of conifer tree-rings for reconstructing climate // *The Holocene*. 1996. V. 6 (1). pp. 62–68.
- Tene A., Tobin B., Dyckmans J., Ray D., Black K., Nieuwenhuis M. Assessment of tree response to drought: Validation of a methodology to identify and test proxies for monitoring past environmental changes in trees // *Tree physiology*. V. 201131 (3). pp. 309–322.
- Trachsel M., Kamenik C., Grosjean M., McCarroll D., Moberg A., Brázdil R. Multi-archive summer temperature reconstruction for the European Alps, AD 1053–1996 // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 46. pp. 66–79.
- Wigley T.M., Briffa K.R., Jones P.D. On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1984. V. 23. No. 2. pp. 201–213.
- Wilson R.J., Esper J., Luckman B.H. Utilising historical tree-ring data for dendroclimatology: A case study from the Bavarian Forest, Germany // *Dendrochronologia*. 2004. V. 21 (2). pp. 53–68.
- Wilson R., Loader N.J., Rydval M., Patton H., Frith A., Mills C.M., Gunnarson B.E. Reconstructing Holocene climate from tree rings: The potential for a long chronology from the Scottish Highlands // *The Holocene*. 2012. V. 22 (1). pp. 3–11.
- Wilson R., Rao R., Rydval M., Wood C., Larsson L. Å., Luckman B. H. Blue intensity for dendroclimatology: The BC blues: A case study from British Columbia, Canada // *The Holocene*. 2014. V. 24 (11). pp. 1428–1438.
- Wilson R., Anchukaitis K., Briffa K.R., Büntgen U., Cook E., D'Arrigo, R. Last millennium Northern Hemisphere summer temperatures from tree rings: Part I: The long-term context // *Quaternary Science Reviews*. 2016. V. 134. pp. 1–18.
- Wilson, R., D'Arrigo R., Andreu-Hayles L., Oelkers R., Wiles G., Anchukaitis K., Davi N. Experiments based on blue intensity for reconstructing North Pacific temperatures along the Gulf of Alaska // *Climate of the Past*. 2017. V. 13 (8). pp. 1007–1022.
- Wilson R., Wilson D., Rydval M., Crone A., Büntgen U., Clark S. Facilitating tree-ring dating of historic conifer timbers using Blue Intensity // *Journal of Archaeological Science*. 2017. V. 78. pp. 99–111.
- Yanosky T. M., Robinove C. J. Digital image measurement of the area and anatomical structure of tree rings // *Canadian Journal of Botany*. 1986. V. 64 (12). pp. 2896–2902.
- Yanosky T.M., Robinove C.J., Clark R.G. Progress in the image analysis of tree rings. 1986.
- Zang C., Biondi F. treeclim: an R package for the numerical calibration of proxy-climate relations // *Ecography*. 2015. V. 38. No. 4. pp. 431–436.

Информация об авторах:

Семеняк Н.С., младший научный сотрудник, Институт географии РАН, Москва, Россия.

E-mail: semenyak@igras.ru

Соломина О.Н., доктор географических наук, директор, Институт географии РАН, Москва, Россия.

E-mail: solomina@igras.ru

Долгова Е.А., кандидат географических наук, старший научный сотрудник, Институт географии РАН, Москва, Россия.

E-mail: dolgova@igras.ru

Мацковский В.В., кандидат географических наук, старший научный сотрудник, Институт географии РАН, Москва, Россия.

E-mail: matskovsky@igras.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Semenyak N.S., Junior Researcher, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia.

E-mail: semenyak@igras.ru

Solomina O.N., Dr. Sci. (Geography), Corresponding Member of RAS, director, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia.

E-mail: solomina@igras.ru

Dolgova E.A., Cand. Sci. (Geography), Senior Researcher, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia.

E-mail: dolgova@igras.ru

Matskovsky V.V., Cand. Sci. (Geography), Senior Researcher, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia.

E-mail: matskovsky@igras.ru

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 02.06.2021; одобрена после рецензирования 15.09.2022; принята к публикации 06.11.2022

The article was submitted 02.06.2022; approved after reviewing 15.09.2022; accepted for publication 06.11.2022

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2022. № 4

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 08.12.2022 г. Формат 60x84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 21,5; усл. печ. л. 19,9.
Тираж 50 экз. Заказ № 5244. Цена свободная.

Дата выхода в свет 13.12.2022 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