

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2023

№ 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
2023

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

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

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

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

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

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

Реведагто 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

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

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

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

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

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

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

Бэнкс Давид, CGeol, компания Holyoak Consultancy, Честерфилд, Университет Глазго, Великобритания

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

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

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

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

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

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

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Гертнер И.Ф., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Горбатенко В.П.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Гринев О.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Квасникова З.Н.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Краснова Т.С.**, канд. геол.-минерал. наук, начальник научного управления, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Кужевская И.В.**, канд. геогр. наук, 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

Founder – Tomsk State University

“Geosphere Research”

International standard serial edition number: 2542-1379

Languages: Russian, English

Publication are non-commercial basis (FREE)

Open access

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

EDITORIAL BOARD

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

E-mail: vasvr@yandex.ru

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

E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

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

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

David Banks, CGeol, Holymoore Consultancy, Chesterfield, UK

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

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

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

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

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

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

EDITORIAL COUNCIL

Gertner I.F., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Gorbatenko V.P.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Grinev O.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Kvasnikova Z.N.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Krasnova T.S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Kuzhevskaya I.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), 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

СОДЕРЖАНИЕ

ПЕТРОЛОГИЯ

Дугарова Н.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С. Геохимия и условия формирования базитов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау	6
Светлицкая Т.В., Неволько П.А., Дранишникова Д.Е. Улантовский гранитоидный массив: новый возрастной этап потенциально продуктивного раннедевонского магматизма на Салаире	21
Юричев А.Н., Чернышов А.И. Петрологические особенности и рудная минерализация Аргысукского габбрового массива (СЗ Восточного Саяна)	49

ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГИДРОЛОГИЯ

Норматов И.Ш., Маркаев Б.А., Норматов А.И., Шерматов Н.Ш., Норматов П.И. Формирование и изменение химического состава воды вдоль русла трансграничной реки Пяндж (Таджикистан)	65
Решетько М.В., Савичев О.Г., Кадепа А. Эколого-геохимическое состояние водных объектов в районе месторождения Грасберг (Индонезия, Западное Папуа) и условия их самоочищения	77
Тарасюк Н.А., Полетаева В.И., Пастухов М.В. Факторы формирования гидрохимического состава поверхностных вод бассейна реки Куды (Иркутская область)	86
Чередова Т.В., Хромова Е.А., Дорошкевич С.Г. Минеральный состав и формы нахождения частиц твердого осадка снегового покрова на объектах захоронения промышленных и бытовых отходов	104

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

Ерофеев А.А., Копысов С.Г., Рожин В.Е. Термический режим поверхностных отложений морен ледников Актру в условиях потепления климата	115
Калинин Н.А., Ветров А.Л. Индексы комфортности климата в Перми и городах-миллионниках Сибири за 1991–2020 гг.	132
Романский С.О., Вербицкая Е.М. Сильные шквалистые ветры в Южно-Сахалинске летом 2014 г.	143

CONTENTS

PETROLOGY

Dugarova N.A., Gertner I.F., Krasnova T.S. Geochemistry and conditions for formation of mafic rocks of the ophiolite association from the northern slope of Kuznetsk Alatau	6
Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A., Dranishnikova D.E. The Ulantovsky granitoid pluton: A new age stage of potentially productive Early Devonian magmatism at Salair	21
Yurichev A.N., Chernyshov A.I. Petrological features and ore mineralization of the Argysuksky gabbro massif (NW of Eastern Sayan)	49

GEOECOLOGY, HYDROLOGY

Normatov I.Sh., Shermatov N., Normatov P.I., Markaev B.A., Normatov A.I. Formation and change of the water chemical composition along the bed of the transboundary Pyanj River (Tajikistan)	65
Reshetko M.V., Savichev O.G., Kadeba A. Ecological and geochemical condition of water bodies in the Grasberg mining area (Indonesia, Western Papua) and conditions of their autopurification	77
Tarasyuk N.A., Poletaeva V.I., Pastukhov M.V. Factors for forming the hydrochemical composition of surface water in the Kuda river basin (Irkutsk Region)	86
Cheredova T.V., Doroschkevich S.G., Khromova E.A. Mineral composition and forms of finding of solid sediment of snow cover at landfills of industrial and municipal waste	104

METEOROLOGY, CLIMATOLOGY

Erofeev A.A., Kopysov S.G., Rozhin V.E. Temperature regime of Aktru glaciers moraines surface deposits under climate warming conditions	115
Kalinin N.A., Vetrov A.L. Climate comfort indices in Perm and Siberian millionaire cities since 1991–2020	132
Romanskiy S.O., Verbitskaya E.M. Strong gusty winds in the city of Yuzhno-Sakhalinsk in the summer of 2014	143

ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья
УДК 552.31; 550.4
doi: 10.17223/25421379/29/1

ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗИТОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Надежда Александровна Дугарова¹, Игорь Фёдорович Гертнер²,
Татьяна Семеновна Краснова³



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

¹ nadyadugarova@mail.ru

² labspm@ggf.tsu.ru

³ science@mail.tsu.ru

Аннотация. Изучен химический состав базитовых пород офиолитового парагенезиса гор Северная, Зеленая, Бархатная и Семеновского массива. Содержания петрогенных элементов измерены методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF, энергодисперсионный спектрометр Oxford ED2000). Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, масс-спектрометр высокого разрешения Agilent 7500cx). Исследуемые породы представлены габбро, габбро-порфиридами, габбро-диабазами и микрогаббро, отличительной чертой которых является наличие признаков наложенных метаморфических изменений. По петрохимическим параметрам породы сопоставимы с толеитовыми разновидностями MORB нормальной натриевой и калиево-натриевой щелочности. На фоне наиболее выраженной толеитовой специализации постоянно наблюдается осложнение признаками развития известково-щелочных производных, которые обнаруживают сходство с образованиями островодужных систем, областей задугового спрединга или офиолитами надсубдукционных зон. Геохимические характеристики свидетельствуют о присутствии пород, в различной степени обогащенных элементами LILE (Cs, Rb, Ba, Sr) и LREE и деплетированных элементами HFSE (Zr, Hf, Nb, Ta) и HREE. На дискриминационных диаграммах большинство анализов попадают в поле базальтов задуговых бассейнов. Таким образом, особенности химического состава изученных базитов свидетельствуют о формировании офиолитов над зонами субдукции в палеогеодинамических условиях развития островных дуг и задуговых бассейнов Палеоазиатского океана.

Ключевые слова: базиты, офиолитовая ассоциация, геодинамическая обстановка, надсубдукционная зона, задуговой бассейн, Кузнецкий Алатау

Источник финансирования: анализ редких элементов пород выполнен при поддержке Программы развития Томского государственного университета (Приоритет 2030, ИГ. 2.0.3.22). Работа выполнена в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № 0721-2020-0041).

Для цитирования: Дугарова Н.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С. Геохимия и условия формирования базитов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 6–20. doi: 10.17223/25421379/29/1

Original article
doi: 10.17223/25421379/29/1

GEOCHEMISTRY AND CONDITIONS FOR FORMATION OF MAFIC ROCKS OF THE OPHIOLITE ASSOCIATION FROM THE NORTHERN SLOPE OF KUZNETSK ALATAU

Nadezhda A. Dugarova¹, Igor F. Gertner², Tatyana S. Krasnova³

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

¹ nadyadugarova@mail.ru

² labspm@ggf.tsu.ru

³ science@mail.tsu.ru

Abstract. The Kuznetsk Alatau ridge represents a NW segment of the Altai-Sayan folded belt (ASFB) and is considered a Caledonian collisional system. Fragments of suboceanic crust comprising the petrologic types, which are typical for the ophiolitic section, are mostly localized in the axial part of the ridge and form an apparent belt. This investigation presents and interprets the results of petrochemical and

geochemical studies on the composition of basite rocks of this ophiolite paragenesis from the Severnaya, Zelenaya, Barkhatnaya Mountains, and Semenovskiy massif. The contents of petrogenic oxides and trace elements were measured by X-ray fluorescence on the instrument OXFORD ED-2000 and ICP-MS (high-resolution mass spectrometer Agilent 7500cx) respectively.

In the petrographic composition of the studied rocks, the leading place belongs to gabbroids, which are represented by gabbro, gabbro-porphyrates, gabbro-diorites, and microgabbro. A distinctive feature of these rocks is the presence of signs of superimposed metamorphic changes, expressed in the widespread amphibolization of dark-colored minerals and the replacement of plagioclases.

Based on the whole complex petrochemical parameters, the observed mafic rocks are comparable to tholeiitic varieties of MORB of normal sodium and potassium-sodium alkalinity. At the same time, against the background of the most pronounced tholeiitic specialization, a complication is constantly observed with signs of the development of calc-alkaline derivatives, which show similarities with the formations of island arc systems, back-arc spreading areas, or ophiolites of supra-subduction zones.

Based on geochemical characteristics, mafic series can be conditionally divided into four groups: I group – the character of REE distribution close to the N-MORB basalts ($La/Sm_n = 0.55–0.86$; $La/Yb_n = 0.52–0.77$); II group – the fractionation of lanthanides is practically absent ($La/Sm_n = 0.84–1.09$; $La/Yb_n = 1.04–1.72$) and group is characterized by higher contents of light REE and low heavy REE; III group is characterized by the presence of both rocks as close as possible to E-MORB products and to formations of island arc systems ($La/Sm_n = 1.68–2.78$ and $La/Yb_n = 3.15–7.10$); IV group includes rocks only from the Severnaya and Zelenaya Mountains, which are characterized by a sharp differentiation of the REE ($La/Sm_n = 0.93–5.09$ and $La/Yb_n = 1.76–12.64$), but there is a deficit in the concentrations of heavy lanthanides.

Thus, the studied rocks are enriched in LIL (Cs, Rb, Ba, and Sr) and light REE with respect to the elements of HFSE (Th, Zr, Hf, Nb, and Ta) and heavy REE. In discrimination diagrams to determine the geodynamic conditions of formation, most rocks fall into the basalt field of back-arc basins and record the influence of subduction fluids.

Features of the material composition of the observed mafic rocks indicate the formation of these ophiolites above subduction zones in the paleogeodynamic conditions of the development of island arcs and back-arc basins of the Paleasian Ocean.

Keywords: *basites, ophiolite association, geodynamic setting, suprasubduction zone, back-arc basin, Kuznetsk Alatau*

Source of financing: the analysis of rare elements of rocks was supported by the Tomsk State University Development Program (Priority-2030, IG. 2.0.3.22). The work was carried out within the framework of the State assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project No. 0721-2020-0041).

For citation: Dugarova N.A., Gertner I.F., Krasnova T.S. (2023) Geochemistry and conditions for formation of mafic rocks of the ophiolite association from the northern slope of Kuznetsk Alatau. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 6–20. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/29/1

Введение

Офиолитовые ассоциации складчатых областей представляют собой фрагменты древней океанической литосферы, которые несут важнейшую информацию об эволюции океанов прошлого и процессов роста континентальной коры в ходе аккреционно-коллизийных событий [Колман, 1979; Магматические..., 1985, 1988; Nicolas, 1989]. Так, офиолиты северной части Кузнецкого Алатау входят в состав Кузнецко-Алатаусского островодужного сегмента венд-раннекембрийской коры Палеоазиатского океана [Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов и др., 2005]. Реконструкция условий формирования этих офиолитов имеет ряд сложностей из-за их древнего возраста и интенсивного метаморфического преобразования [Плотников и др., 2000]. Изучению данных пород посвящено немалое количество работ, базирующихся на обширном фактическом материале. Так, на основании комплексных исследований породы Среднетерсинского массива выделяются в качестве наиболее изученного и представительного фрагмента древней офиолитовой коры региона с полным разрезом (ультрабазиты → габброиды → дайковый комплекс → вулканогенно-осадочные образования) [Монич, 1941; Пинус и др., 1958; Коновалова, Прусевич, 1977; Гончаренко и др., 1982; Гончаренко, 1989; Симонов, 1993; Ступаков, Симонов, 1997; Симонов и

др., 1999; Казанский и др., 2003]. Следует отметить, что данный массив иногда сопоставляют с дифференцированными перидотит-габбровыми интрузиями [Изох и др., 1992; Платиноносность..., 1995].

Офиолитовые ассоциации гор Северная, Зеленая и Бархатная и Кундустюль-Семеновская менее изучены по сравнению со Среднетерсинским массивом [Коновалова, Прусевич, 1977; Уткин, 1990]. Одной из последних работ является структурно-петрологическое изучение ультрамафитов гор Северная, Зеленая и Бархатная и распределение в них благородных металлов [Краснова, 2005]. В настоящей работе, являющейся, по сути, продолжением более ранних исследований, предпринята попытка рассмотреть петрогенетический и геодинамический аспекты формирования базитовых пород на основе уточненных и дополнительных минералогических и геохимических (ICP-MS) данных. Полученные результаты позволят расширить и уточнить палеогеодинамические процессы формирования структур Палеоазиатского океана на основе офиолитов северного склона Кузнецкого Алатау.

Методы исследования

С использованием традиционных оптических методов (поляризационный микроскоп Leica DFS280) проведена петрографическая характеристика пород.

Содержания петрогенных элементов измерены методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF, энергодисперсионный спектрометр Oxford ED2000). Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, масс-спектрометр высокого разрешения Agilent 7500cx). Все исследования выполнены на оборудовании Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета. Центр поддержан Грантом Министерства Науки и

Высшего Образования Российской Федерации №. 075-15-2021-693 (№ 13.ЦКП.21.0012).

Геологическая позиция и петрография

Кузнецкий Алатау является северо-западным сегментом Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и представляет собой сильно расчлененный горный массив, вытянутый в субмеридиональном направлении [Алабин, 1983] (рис. 1, а).

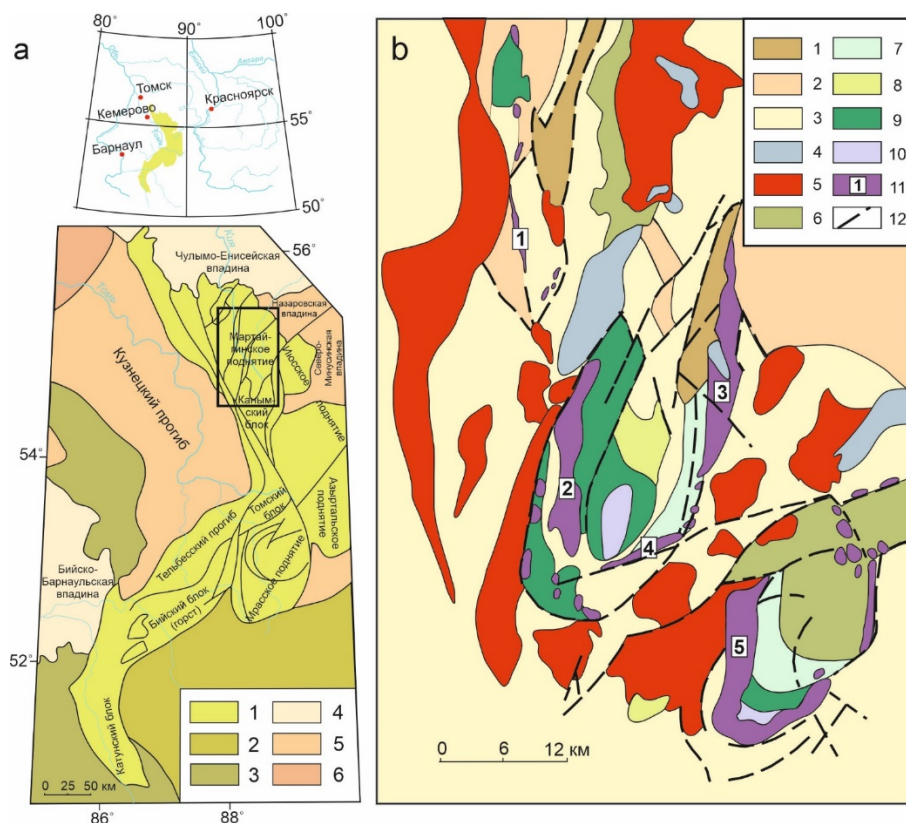


Рис. 1. (а) – Геолого-структурная схема Кузнецкого Алатау (составлена по [Шокальский и др., 2000]) и (б) – Схема внутреннего строения офиолитовых парагенезов северо-восточного склона Кузнецкого Алатау (составлена по [Коновалова, Прусевич, 1977; Краснова, 2005])

a – 1–3 – складчатые системы Алтае-Саянской складчатой области: 1 – Кузнецко-Алтайская; 2 – Саяно-Тувинская; 3 – Салаир-Горноалтайская; 4 – мезозойско-кайнозойские впадины; 5 – крупные наложенные средне-позднепалеозойские структуры; 6 – Колывань-Томская складчатая зона. На врезке показано географическое расположение; *b* – Структурно-вещественные комплексы обрамления: 1 – субконтинентальные вулканогенно-терригенные отложения (D); 2 – островодужные карбонатно-вулканогенные отложения E_{1-2} ; 3 – субокеанические карбонатные и терригенные осадки $R-E_1$. Интрузивные массивы: 4 – субщелочных габброидов; 5 – гранитоидов. Вещественные комплексы офиолитовой ассоциации: 6 – базальтовый; 7 – габбро-диабазовый; 8 – габбродиоритовый; 9 – габбровый; 10 – габбро-пироксенитовый; 11 – ультрамафитовые массивы (1 – Семеновский, 2 – гор. Северной и Зеленой, 3 – Бархатный, 4 – г. Заячьей, 5 – Среднетерсинский); 12 – тектонические нарушения

Fig. 1. (a) – Geological-structural scheme of the Kuznetsk Alatau ridge (based on materials [Shokal'skii et al., 2000]) and (b) – Scheme of the internal structure of ophiolite parageneses from NE slope of the Kuznetsk Alatau ridge (based on materials [Konovalova, Prusevich, 1977; Krasnova, 2005])

a – 1–3 – fold systems of the Altai-Sayan folded region: 1 – Kuznetsko-Altaiskaya; 2 – Sayano-Tuvinskaya; 3 – Salair-Gornoaltaiskaya; 4 – Mesozoic-Cenozoic depressions; 5 – large superimposed Middle-Late Paleozoic structures; 6 – Kolyvan-Tomsk folded zone. The inset shows the geographic location; *b* – Structural-compositional complexes of framing: 1 – subcontinental volcanic-terrigenous formation (D); 2 – carbonate-volcanic formation of island arc units (E_{1-2}); 3 – carbonate and terrigenous formations of suboceanic units ($R-E_1$). Intrusive masses: 4 – subalkaline gabbroic intrusions; 5 – granitic intrusions. Ophiolitic units: 6 – basaltic; 7 – gabbro-diabasic; 8 – gabbro-dioritic; 9 – gabbroic; 10 – gabbro-pyroxenites; 11 – ultramafic massifs (1 – Semenovskiy, 2 – Severnaya and Zelenaya, 3 – Barkhatnaya, 4 – Zaichaya, 5 – Srednetersinskyy); 12 – faults

По особенностям своего строения рассматривается в качестве каледонской коллизии системы и состоит из трех палеотектонических ансамблей (снизу вверх): а) фрагментов позднепротерозойской субокеанической коры; б) ранне-среднекембрийских островодужных комплексов; в) позднекембрийских – раннеордовикских континентально-окраинных и сопутствующих им раннепалеозойских рифтогенных или внутриплитных формаций [Берзин, Кунгурцев, 1996; Краснова и др., 2001]. Блоковое строение региона выражается в обособлении большого количества структурно-формационных зон и подзон, а также в развитии тектонических нарушений северо-западного и субмеридионального простираия [Пинус и др., 1958; Коновалова, Прусевиц, 1977]. Тектогенез сопровождался активной магматической деятельностью с образованием комплексов повышенной щелочности [Берзин, Кунгурцев, 1996].

Областью локализации фрагментов субокеанической коры является осевая часть Кузнецко-Алат-ауского хребта. Здесь сосредоточены базит-гипербазитовые ассоциации, традиционно объединяемые в офиолитовую ассоциацию [Гончаренко и др., 1982]. В состав офиолитов входят бархатный дунит-гарцбургитовый комплекс, ультрабазит-базитовые массивы московского и усинского габброидных комплексов, габбро-диорит-долеритовые интрузивы кундустульского «дайкового» комплекса, эффузивы и осадки усть-анзасской, колтасской и камжелинской свит [Шокальский и др., 2000]. Согласно существующим сегодня представлениям, в регионе выделяются два возрастных уровня офиолитогенеза – позднерифейско-ранневендский и поздневендско-раннекембрийский [Плотников и др., 2000]. С последним связано становление наиболее крупных и полных по своему петрографическому составу ультрамафит-мафитовых парагенезов гор Становой хребет, Чемодан, Бархатной, Заячьей, Северной, Зеленой. Тем не менее были получены новые изотопно-геохимические данные, указывающие на более древнее и, возможно, относительно синхронное формирование продуктов океанической коры в этом регионе [Гертнер и др., 2012; Gertner et al., 2013].

Исследуемая базит-гипербазитовая ассоциация гор Северной, Зеленой и Бархатной имеет полукольцевое зональное строение, обусловленное многостадийными процессами эксгумации и тектоническими движениями надвигового, взбросового и сдвигового стилей. Его краевые ветви представлены меридиональными линейными телами ультрабазитов, претерпевших пластические деформации и рекристаллизацию, а внутренняя часть выполнена породами основного состава широкого спектра петрографических типов – от габбро-перидотитов и пироксенитов до

лейкогабброидов и диоритов (рис. 1, б) [Коновалова, Прусевиц, 1977; Краснова, 2005]. На западном склоне г. Бархатной преобладают достаточно однородные мелко- и среднезернистые габбро, габбро-диабазы, пронизанные многочисленными дайковыми и жильными телами микрогаббро, микрогаббродиоритов и реже дацитовых порфиров. Базиты восточного склона гор Северной и Зеленой представлены габброидами разной меланократовости с признаками дифференциации и полосчатых текстур [Краснова, 2005].

Кундустуль-Семеновская базит-гипербазитовая ассоциация представлена цепочкой небольших, но многочисленных тел (40) и занимает площадь 5 км². Семеновский массив расположен на водоразделе рек Талановой и Горелой (рис. 1, б). Дайко- и линзообразные тела перидотитов и серпентинитов, вытянутые в субмеридиональном направлении, прослеживаются в виде цепочки протяженностью около 8 км. Они локализируются вдоль тектонического контакта, проходящего между породами нижнекембрийского и протерозойского возраста. В тесном структурном и пространственном сочетании с гипербазитами находятся тела габброидов, диоритов, диорит-диабазов с локальным распространением пироксенитов, альбититов, лиственитов, а также дайки и жилы мелкозернистых сиенитов и сиенит-аплитов [Коновалова, Прусевиц, 1977].

В результате петрографического изучения установлено, что исследуемые породы представлены габбро, габбро-порфиридами, габбро-диабазами и микрогаббро. Отличительной чертой этих пород является наличие признаков наложенных метаморфических изменений, выраженное в повсеместной амфиболизации темноцветных минералов и замещении плагиоклазов. При исследовании фазовых взаимоотношений и изменений химических составов минеральной пары «плагиоклаз – амфибол» установлено два этапа метаморфизма: первый соответствует прогрессивному пику метаморфизма при $T = 500\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 2\text{--}6$ кбар (эпидот-амфиболитовая фация), а параметры регрессивного этапа характеризуются $T = 350\text{--}510\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 2\text{--}9$ кбар [Дугарова и др., 2017].

Габбро и метагаббро являются наиболее распространенными породами, с массивной текстурой и габбровой и офитовой структурами, на отдельных участках наблюдаются пойкилитовая и венцовая. Порода состоит из плагиоклаза и моноклинного пироксена, в незначительном количестве встречаются роговая обманка и оливин. Плагиоклаз представлен как зернами неправильной формы, так и удлиненно-призматическими (от 0,05–0,3 до 1–4,8 мм), реже таблитчатыми и короткопризматическими кристаллами. Минерал в различной степени замещен глинистым веществом, серицитом, цоизитом и альбитом, а его состав

варьирует от битовнита до андезина ($Ап_{30-90}$). Моноклинный пироксен образует зерна неправильной формы, а также короткопризматические зерна размером от 0,05–1,7 до 0,5–3,1 мм, присутствует в переменных количествах. Степень и характер вторичных преобразований минерала в образцах разные, преимущественно замещаются уралитом, хлоритом. Роговая обманка наблюдается в виде удлиненно-призматических кристаллов (0,07–2,2 мм) с зональным строением. Минерал по центру и по краям замещается хлоритом. Оливин присутствует в виде неправильных и субизометричных зерен, разбитых трещинами, размером 0,1–0,3 мм, и его состав отвечает форстериту. Магнетит присутствует в виде постоянной примеси в породе, образуя неправильные зерна. В образцах Семеновского и Бархатного массивов наблюдается метасоматическое замещение карбонатным агрегатом, представленным скрытокристаллическим брейнеритом. Общий объем замещения составляет примерно 2–3 %.

В Бархатном массиве *габбро-порфириты* обнажаются в долинах ручьев вдоль западного контакта с телом гипербазитов [Уткин, 1990]. Порфиновые вкрапленники представлены в различной степени измененными крупными лейстами плагиоклаза размером от 1 до 2–3 мм, в единичных случаях до 6 мм, и намного реже клинопироксеном размером около 1 мм.

В амфиболитизированных разностях минералы группы амфиболов представлены эденитом, ферроэденитом, ферропаргаситом, магнезиогастингситом, магнезиальной, железистой и актинолитовой роговой обманкой. Под микроскопом амфиболы в основном представлены удлиненно-призматическими и таблитчатыми кристаллами бурой окраски с ясным плеохроизмом. В отдельных кристаллах отчетливо наблюдается зональное строение минерала не только оптически, но и по составу. Центральные части обычно сложены ферропаргаситом и эденитом, а внешние зоны – железистой и актинолитовой роговой обманкой [Дугарова и др., 2017].

Габбро-диабазы представляют собой мелкозернистые породы, слагающие дайковый комплекс офиолитовой ассоциации. Порода имеет массивную текстуру и габбровую и диабазовую структуру, которая определяется хаотичным расположением длинно-призматических зерен плагиоклаза и роговой обманки, а промежутки сложены актинолитом, кальцитом и хлоритом. Главными минералами являются плагиоклаз и роговая обманка. К второстепенным минералам относится магнетит. Плагиоклаз представлен удлиненно-призматическими кристаллами размером от 0,1–0,2 до 0,3–1 мм, замещается серицитом, соссюритом и цоизитом. Роговая обманка образует удлиненные и вытянутые зерна размером от 0,2–0,7

до 0,3–4,1 мм, окрашенные в бурые и бледно-бурые тона.

Микрогаббро состоит из плагиоклаза и моноклинного пироксена с массивной текстурой и габбровой, диабазовой структурой. Удлиненные и вытянутые кристаллы плагиоклаза замещаются глинистым веществом, серицитом, соссюритом и цоизитом. Клинопироксен представлен короткостолбчатыми и неправильными зернами размером от 0,05–0,07 до 0,2–0,4 мм, по которым развиваются уралит, актинолит и хлорит. Для пород характерно постоянное присутствие карбонатного агрегата – брейнерита, в редких случаях, наличие разнонаправленных трещин, выполненных хлоритом и кальцитом мощностью до 0,1 мм.

Результаты и обсуждение

Петрохимическая специализация исследуемых пород изучена на основании принадлежности к магматическим сериям в соответствии со схемой О.А. Богатикова и соавт. [Магматические..., 1987]. Химический состав представительных проб приведен в таблице. Рассматриваемые породы по составу варьируют от нормальных габбро до габбро-диоритов (SiO_2 от 43,65 до 58,57 мас. %). Общая тенденция вариаций составов пород определяется закономерным ростом Na_2O+K_2O (0,25–7,10 мас. %) по мере увеличения концентраций SiO_2 . Следует отметить, что соотношения разновидностей нормальной и повышенной щелочности достаточно близки. Это может быть результатом широкого развития как дайковых образований, так и продуктов известково-щелочной серии. По уровню накопления суммарного железа большинство пород соответствуют продуктам толеитовой серии, но, тем не менее, часть пород попадает в поле известково-щелочной серии (рис. 2, а). По соотношению K_2O/Na_2O изучаемые базиты соответствуют образованиям натриевой и субнатриевой специализации (рис. 2, b).

Особенности состава пород иллюстрируются и на вариационных диаграммах петрогенных элементов (рис. 3), там же для сравнения показаны составы юрских офиолитов Мирдита и Пиндос [Dilek, Furnes, 2009] и базальтов Марианского трога [Pearce et al., 2005]. Содержания TiO_2 , $FeO_{общ}$, MgO и CaO уменьшаются в исследуемых породах с ростом SiO_2 , что характерно для продуктов дифференциации основного расплава. Стоит отметить наибольшее сходство пород Бархатного и Семеновского массивов, лишь незначительно отличаясь по содержанию Al_2O_3 (13,65–21,68 > 10,88–17,80 мас. %) и CaO (5,55–12,04 > 3,92–10,28 мас. %). Породы гор Северной и Зеленой характеризуются широкими вариациями Al_2O_3 (4,63–23,13 мас. %), MgO (2,64–20,01 мас. %) и CaO (4,81–18,57 мас. %).

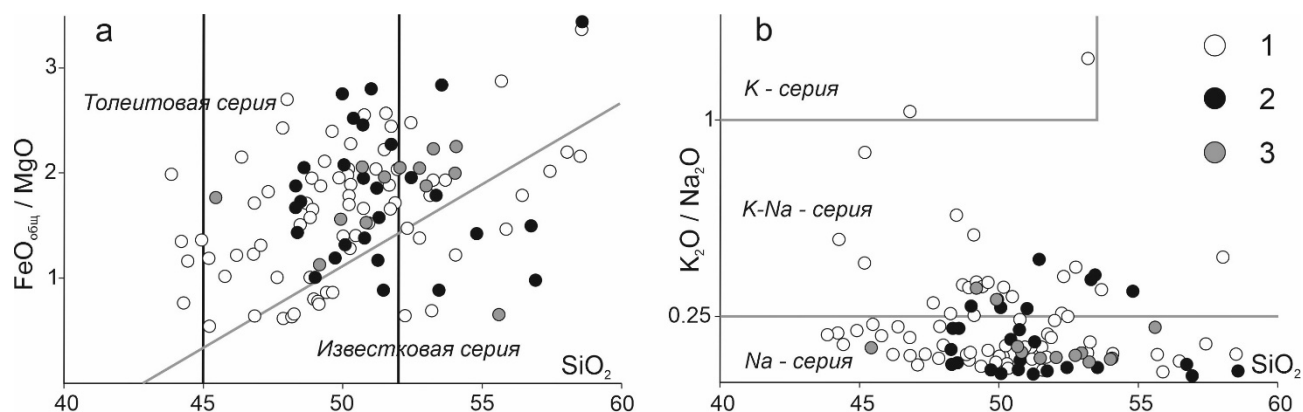


Рис. 2. Петрохимическая типизация базитов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау на классификационных бинарных диаграммах «FeO_{общ}/MgO – SiO₂» (a) и «K₂O/Na₂O – SiO₂» (b)

Поля основных петрохимических серий по О.А. Богатику и соавт. [Магматические..., 1987]: 1 – горы Северная и Зеленая, 2 – Бархатный массив, 3 – Семеновский массив

Fig. 2. Petrochemical typification of basites of the Kuznetsk Alatau ophiolite association on classification binary diagrams «FeO_{tot}/MgO – SiO₂» (a) and «K₂O/Na₂O – SiO₂» (b)

Fields of the main petrochemical series according to O.A. Bogatkov et al. [Magmatic..., 1987]: 1 – Severnaya and Zelenaya mountains, 2 – Barkhatny massif, 3 – Semenovskiy massif

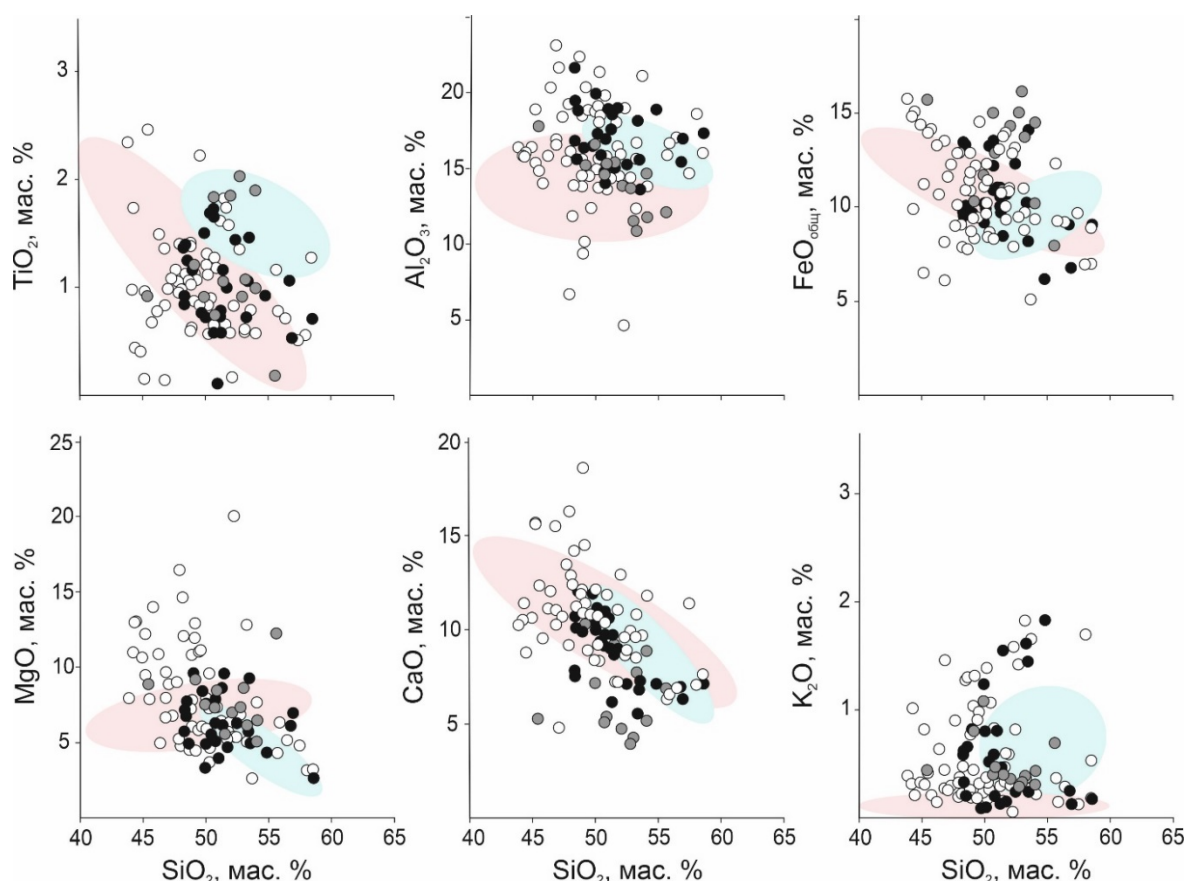


Рис. 3. Вариационные диаграммы петрогенных элементов для базитов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау

Голубое поле – задуговоспрединговые базальты Марианского трюга [Pearce et al., 2005], розовое поле – юрские офиолиты массивов Мирдита и Пиндос [Dilek, Furnes, 2009]. Условные обозначения как на рис. 2

Fig. 3. Variation diagrams of major elements for basites of the Kuznetsk Alatau ophiolite association

The blue field is back-arc spreading basalts of the Mariana Trough [Pearce et al., 2005], the pink field is Jurassic ophiolites of the Mirdita and Pindos massifs [Dilek, Furnes, 2009]. Symbols are the same as in figure 2

Химический состав представительных проб базитов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау

Chemical composition of representative samples of basites of an ophiolite association from the northern slope of the Kuznetsk Alatau

Компонент	Бархатный массив			горы Северная и Зеленая							Семеновский массив								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	50,7	50,41	48,33	н.о.	49,59	50,72	57,26	48,45	55,25	49,96	49,62	56,76	н.о.	47,95	49,08	43,75	49,25	52,65	50,98
TiO ₂	1,72	1,69	0,85	н.о.	0,85	0,64	1,25	2,17	0,7	0,16	0,85	0,5	н.о.	1,18	1,00	0,88	0,72	0,96	0,88
Al ₂ O ₃	14,78	15,87	16,84	н.о.	15,48	17,72	15,67	12,12	16,7	4,43	17,86	14,52	н.о.	14,83	14,68	17,15	14,80	11,47	11,06
FeO	11,86	11,74	9,95	н.о.	9,97	8,07	3,32	11,78	7,69	10,74	8,12	6,51	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Fe ₂ O ₃	1,85	1,65	3,88	н.о.	2,43	1,94	3,92	2,71	1,46	1,64	2,25	3,39	н.о.	11,19	11,57	16,80	13,86	15,69	17,28
MnO	0,1	0,21	0,25	н.о.	0,21	0,15	0,11	0,24	0,17	0,15	0,14	0,12	н.о.	0,18	0,17	0,23	0,22	0,25	0,31
MgO	5,5	5,25	7,17	н.о.	7,15	5,2	3,17	5,93	5,04	19,14	5,67	4,75	н.о.	8,95	5,31	8,55	8,18	6,27	8,30
CaO	9,14	9,35	7,52	н.о.	9,92	9,4	7,46	10,57	6,77	9,15	10,37	11,26	н.о.	10,02	8,78	5,08	5,23	5,04	4,12
Na ₂ O	4,11	3,25	4,83	н.о.	2,65	3,71	4,79	2,54	3,6	0,19	3,5	0,82	н.о.	2,19	4,13	3,25	3,95	4,48	2,81
K ₂ O	0,2	0,52	0,33	н.о.	0,37	0,34	0,52	0,31	0,28	0,05	0,24	0,12	н.о.	0,78	0,38	0,43	0,45	0,42	0,32
P ₂ O ₅	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,1	0,16	0,2	0,19	0,22	0,05	0,18	0,08	н.о.	0,23	0,21	0,21	0,19	0,16	0,17
SO ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	<0,1	0,13	0,21	0,65	<0,1	0	<0,1	<0,1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,04	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
NiO	0,01	0,01	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
П.п.п.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,42	0,84	1,84	1,2	1,7	3,04	0,62	1,36	н.о.	2,72	4,91	4,05	3,53	2,85	4,14
Сумма	99,99	99,99	100	н.о.	100,1	99,02	99,72	98,86	99,58	98,7	99,42	100,2	н.о.	100,2	100,2	100,36	100,39	100,25	100,36
Ti	10028,50	8842,46	8635,34	7671,55	2503,18	7432,36	4701,21	12712,79	4424,20	1198,27	11381,49	2452,69	8330,96	7212,47	6849,40	8191,59	6508,64	9488,87	9751,05
Rb	1,32	8,68	17,08	9,27	1,09	15,56	12,17	3,01	3,41	1,27	12,18	2,00	6,57	9,94	3,08	3,38	3,30	6,48	2,46
Sr	165,37	175,82	670,39	551,83	195,24	355,73	444,25	168,48	546,88	78,65	291,06	244,39	992,65	401,05	200,77	212,36	172,57	115,37	65,21
Y	44,58	29,91	26,95	10,03	2,07	27,48	14,64	43,52	12,56	2,17	26,76	16,76	28,51	20,13	20,96	23,24	21,95	39,16	33,56
Zr	86,96	98,92	137,03	91,40	4,73	72,72	37,88	100,74	69,06	10,84	69,39	3,69	40,80	86,69	92,54	70,79	69,24	104,11	83,37
Nb	1,68	2,39	12,21	9,82	0,32	1,37	6,83	3,67	4,78	0,67	10,44	0,59	2,38	5,16	5,42	1,50	1,73	2,34	2,01
Cs	0,08	0,24	0,18	0,18	0,10	0,82	0,31	0,09	0,23	0,14	0,17	0,04	0,13	0,16	0,06	0,04	0,05	0,30	0,16
Ba	59,66	113,8	280,3	181,2	15,56	158,4	187,5	32,27	239,3	26,91	232,73	25,29	457,6	163,0	103,3	139,33	128,13	146,78	63,08
La	4,76	6,37	18,68	66,63	0,59	4,90	8,29	5,13	14,75	2,01	12,57	1,92	24,19	10,00	9,59	5,83	5,76	4,65	3,79
Ce	14,68	18,05	38,91	92,42	1,35	14,51	18,85	15,41	25,22	3,83	18,21	4,70	51,69	24,46	23,34	17,14	15,92	14,21	13,10
Pr	2,72	2,88	5,22	8,88	0,22	2,15	2,73	2,65	3,25	0,44	2,73	0,74	7,86	3,30	3,08	2,53	2,35	2,19	1,72
Nd	13,46	14,58	22,10	29,27	1,13	10,69	12,54	14,26	10,47	1,82	12,84	3,98	35,96	15,04	14,10	12,53	11,63	11,40	9,22
Sm	3,66	4,38	4,76	4,04	0,36	3,34	2,99	4,89	1,87	0,42	3,49	1,45	7,87	3,85	3,66	3,65	3,40	4,10	3,34
Eu	1,63	1,48	1,52	1,20	0,16	1,26	1,40	1,71	0,96	0,15	1,42	0,55	2,70	1,29	1,37	1,08	1,27	1,32	1,23
Gd	4,98	4,87	4,32	3,62	0,42	3,92	2,96	6,17	2,11	0,44	3,81	2,03	6,44	3,96	3,90	4,00	3,75	5,26	4,41
Tb	0,82	0,85	0,75	0,45	0,07	0,65	0,47	1,14	0,28	0,07	0,70	0,41	1,01	0,63	0,64	0,69	0,64	1,02	0,87
Dy	6,65	5,45	4,27	2,31	0,44	3,91	2,92	7,78	1,85	0,39	4,27	2,95	5,18	3,95	4,02	4,51	4,22	7,06	6,06
Ho	1,30	1,19	1,00	0,42	0,09	1,02	0,63	1,76	0,34	0,09	1,01	0,71	1,10	0,82	0,86	0,98	0,91	1,62	1,39
Er	3,50	3,33	2,43	1,13	0,25	2,75	1,77	4,99	0,97	0,24	2,49	2,11	2,50	2,23	2,36	2,73	2,51	4,67	3,93
Tm	0,64	0,50	0,40	0,15	0,04	0,36	0,27	0,74	0,16	0,03	0,41	0,33	0,37	0,33	0,35	0,41	0,38	0,72	0,62

Компо- нент	Бархатный массив			горы Северная и Зеленая										Семеновский массив					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Yb	3,29	3,13	2,70	0,91	0,24	2,70	1,73	4,76	0,84	0,20	2,73	2,13	2,45	2,01	2,19	2,53	2,40	4,59	3,90
Lu	0,50	0,48	0,41	0,13	0,04	0,40	0,25	0,71	0,13	0,03	0,40	0,33	0,35	0,30	0,31	0,36	0,35	0,70	0,58
Hf	2,87	2,67	3,35	2,22	0,18	1,78	1,10	2,84	1,84	0,27	2,16	0,26	1,40	2,16	2,40	2,11	1,95	2,98	2,44
Ta	0,13	0,27	0,60	0,47	<0,01	0,07	0,26	0,23	0,21	0,07	0,58	0,01	0,13	0,34	0,40	0,11	0,12	0,18	0,15
Th	0,38	0,57	2,97	10,91	0,09	0,51	0,34	0,29	1,03	0,22	0,76	0,22	1,18	1,15	1,12	0,34	0,43	0,62	0,23
U	0,29	0,40	1,39	0,76	0,03	0,32	0,13	0,11	0,43	0,07	0,26	0,05	0,60	0,57	0,49	0,20	0,22	0,20	0,22
Σ P3Э	62,58	67,53	107,5	211,5	5,41	52,56	57,80	72,12	63,19	10,17	67,10	24,35	149,7	72,19	69,77	58,96	55,47	63,52	54,15
La/Sm (n)	0,84	0,94	2,53	10,65	1,06	0,95	1,79	0,68	5,09	3,08	2,33	0,86	1,98	1,68	1,69	1,03	1,09	0,73	0,73
La/Yb (n)	1,04	1,46	4,97	52,35	1,76	1,30	3,43	0,77	12,64	7,14	3,30	0,65	7,10	3,57	3,15	1,65	1,72	0,73	0,70
Eu/Eu*	1,17	0,98	1,01	0,94	1,29	1,07	1,42	0,95	1,48	1,08	1,19	0,98	1,12	1,00	1,10	0,86	1,09	0,87	0,98

Примечание. 1, 2, 4–10, 15–17 – метабазбро; 3, 14 – метабазбро-порфирит; 11, 13 – габбро; 12 – габбродиорит; 18, 19 – микрогаббро. Оксиды даны в мас. %, элементы-примеси – в г/т.

Note. 1, 2, 4–10, 15–17 – metagabbro; 3, 14 – metagabbro-porphyrinite; 11, 13 – gabbro; 12 – gabbrodiiorite; 18, 19 – microgabbro. Oxides are given in wt. %, trace elements in ppm.

Особенности распределения редких элементов в базитах офиолитового парагенеза представлены на рис. 4 и 5. На основании характера распределения редкоземельных элементов среди базитов можно выделить четыре геохимические группы.

Для пород первой группы характерны близкие к базальтам N-MORB спектры распределения с типичным обеднением легкими РЗЭ: $La/Sm_n = 0,55-0,86$; $La/Yb_n = 0,52-0,77$. Суммарные концентрации РЗЭ составляют $\Sigma РЗЭ = 52,29-72,12$ г/т, за исключением образца габбродiorита с $\Sigma РЗЭ = 24,35$ г/т, что на порядок меньше, чем для остальных пород. Это может быть связано со спецификой магматической

дифференциации базитового расплава. Для микрогаббро характерна слабо выраженная отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0,79-0,87$). Наблюдаются повышенные концентрации LIL-элементов.

Во второй группе фракционирование лантаноидов практически отсутствует ($La/Sm_n = 0,84-1,09$; $La/Yb_n = 1,04-1,72$), а суммарные концентрации РЗЭ ($\Sigma РЗЭ = 52,56-67,53$ г/т) такие же, как и для пород первой группы, но характеризуются более высокими содержаниями легких РЗЭ и низкими тяжелыми РЗЭ. Также отмечаются высокие содержания литофильных элементов и Nb-Ta минимум.

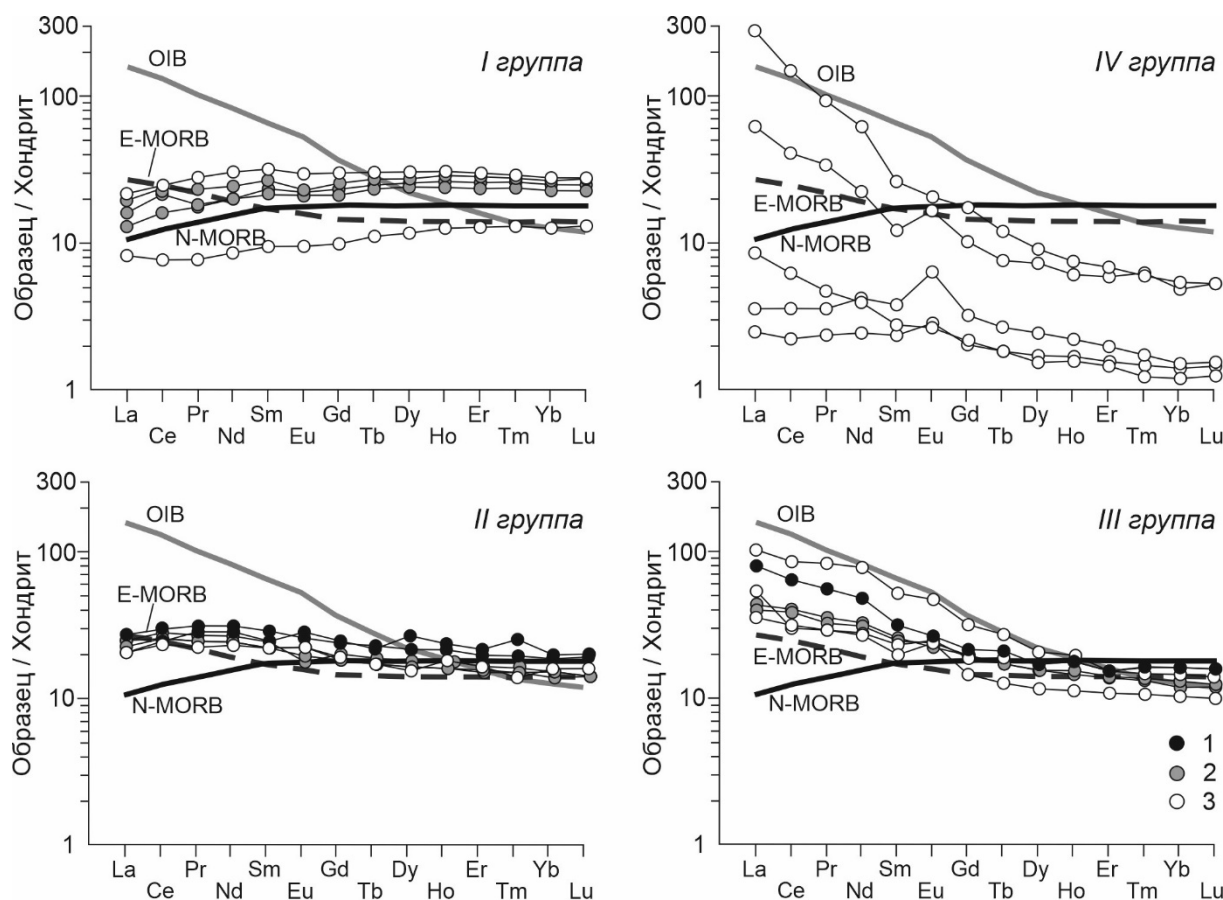


Рис. 4. Нормированные по хондриту (C_1) [Sun, McDonough, 1989] спектры распределения РЗЭ в базитах офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау

Условные обозначения как на рис. 2. Для сравнения показаны средние составы нормальных и обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB и E-MORB) и базальтов океанических островов (OIB) по [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 4. Chondrite-normalized (C_1) [Sun, McDonough, 1989] REE patterns in basites of the Kuznetsk Alatau ophiolite association

Symbols are the same as in figure 2. For comparison, the average compositions of normal and enriched mid-ocean ridge basalts (N-MORB and E-MORB) and ocean island basalts (OIB) are shown according to [Sun, McDonough, 1989]

Третья группа с $La/Sm_n = 1,68-2,78$ и $La/Yb_n = 3,15-7,10$ отличается присутствием как пород, максимально приближенных к продуктам

E-MORB, так и тяготеющих к образованиям островодужных систем с положительными ($Eu/Eu^* = 1,12-1,42$) и отрицательными ($Eu/Eu^* = 0,64-0,84$)

европиевыми аномалиями. На мультиэлементных диаграммах кривые распределения характеризуются общим положительным наклоном с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb, Ta, а в отдельных случаях Hf, Zr, и с повышенными содержаниями редких элементов LILE.

К четвертой группе относятся породы только из гор Северной и Зеленой. Для них характерна

достаточно резкая дифференциация редкоземельных элементов $La/Sm_n = 0,93-5,09$ и $La/Yb_n = 1,76-12,64$, но отмечается дефицит концентраций тяжелых лантаноидов. Наблюдается повышенная роль фракционирования плагиоклаза $Eu/Eu^* = 1,08-1,88$. Породы обогащены легкими РЗЭ и крупноионными литофильными элементами LILE относительно высокозарядных элементов HFSE (Zr, Hf, Nb, Ta) и тяжелых РЗЭ.

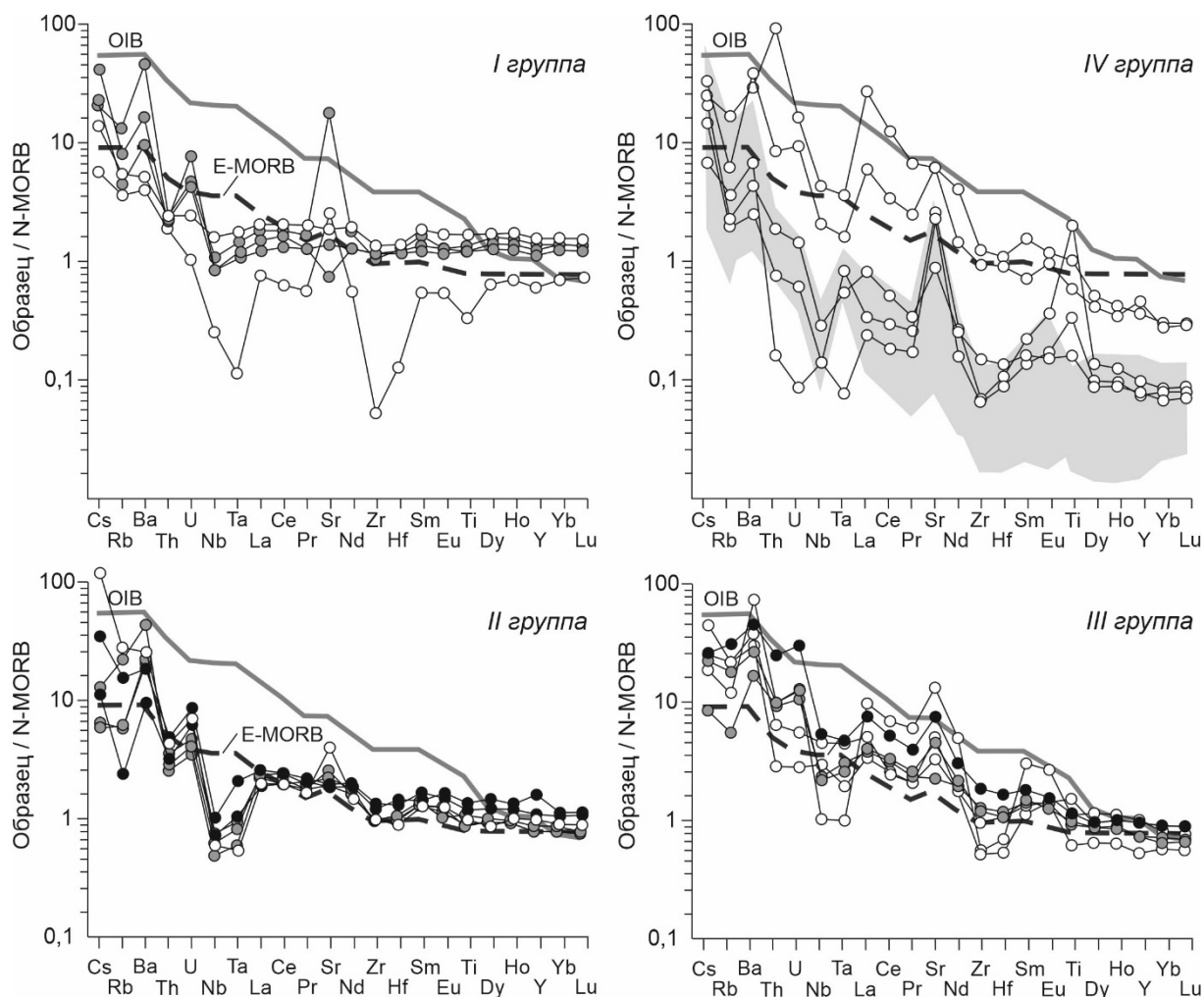


Рис. 5. Нормированные по N-MORB-базальтам [Sun, McDonough, 1989] спектры распределения редких металлов в базитах офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау

Условные обозначения как на рис. 2. Для сравнения показаны средние составы обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) и базальтов океанических островов (OIB) по [Sun, McDonough, 1989]. Серым показано поле пород (дунит-троктолит-габбро) из Йоко-Довыренской расслоенной интрузии (Северное Прибайкалье) [Гертнер, 1994]

Fig. 5. N-MORB-normalized [Sun, McDonough, 1989] multi-element patterns in basites of the Kuznetsk Alatau ophiolite association

Symbols are the same as in figure 2. For comparison, the average compositions of enriched mid-ocean ridge basalts (E-MORB) and ocean island basalts (OIB) are shown according to [Sun, McDonough, 1989]. The field of rocks (dunite-troctolite-gabbro) from the Yoko-Dovyren layered intrusion (Northern Cisbaikalia) is shown in gray [Gertner, 1994]

Для определения геодинамических обстановок формирования офиолитов [Pearce, 2014] предложил использовать несколько дискриминационных

диаграмм. Диаграмма Nb/Yb – Th/Yb [Pearce, 2008] выделяет надсубдукционные (бониниты, базальты преддуговых и задуговых бассейнов) и MORB

(N-MORB, E-MORB, P-MORB и C-MORB) типы. Торий (Th) субдукционно подвижен, а ниобий (Nb) субдукционно неподвижен в большинстве дуговых систем, в результате чего надсубдукционные лавы имеют высокие отношения Th/Nb. Большинство

исследуемых базитов офиолитовой ассоциации смещены из поля N-MORB – E-MORB – OIB в сторону более высоких значений Th/Yb, что позволяет предположить их генерацию в надсубдукционной обстановке (рис. 6, а).

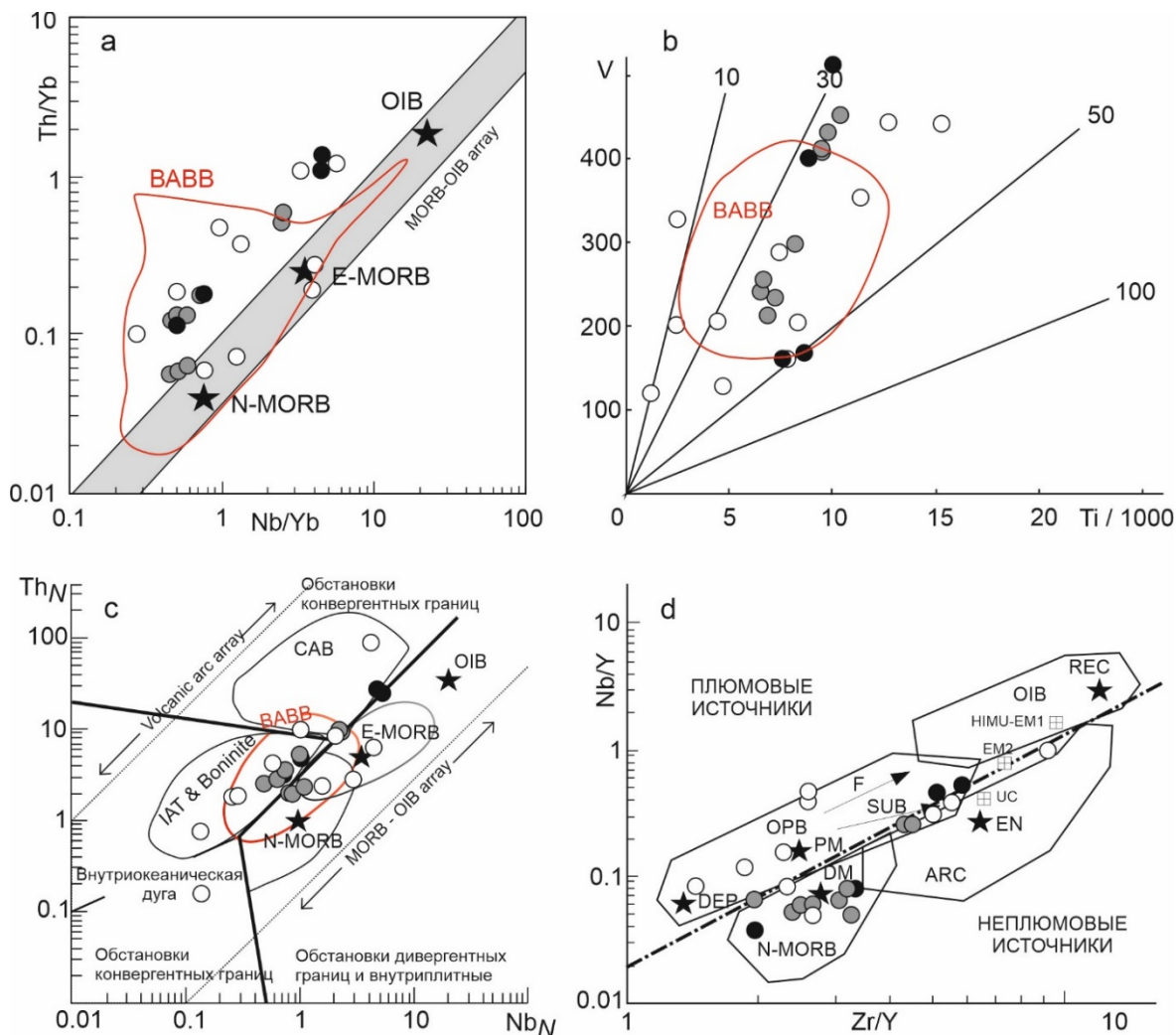


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы

a – Th/Yb – Nb/Yb [Pearce, 2008]: BABB – базальты задуговых бассейнов; *b* – V – Ti/1000 [Shervais, 1982]: 10–20 – островодужные толеиты (IAT); 20–50 – базальты срединно-океанических хребтов (MORB), 10–50 – базальты задуговых бассейнов (BABB); *c* – Th_N – Nb_N [Saccani, 2015]: CAB – известково-щелочные базальты; *d* – Nb/Y – Zr/Y [Condie, 2005]: UC – верхняя континентальная кора, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, HIMU – источник с высоким отношением U/Pb, EM1 и EM2 – обогащенные мантийные источники, ARC – островодужные базальты, DEP – глубинная деплетированная мантия, EN – обогащенный компонент, REC – переработанный компонент, OPB – базальты океанических плато. Стрелками показаны эффекты частичного плавления (F) и влияния субдукционных флюидов (SUB). Условные обозначения как на рис. 2

Fig. 6. Discrimination diagrams

a – Th/Yb – Nb/Yb [Pearce, 2008]: BABB – back-arc basin basalts; *b* – V – Ti/1000 [Shervais, 1982]: 10–20 – island arc tholeiites (IAT); 20–50 – MORB, 10–50 – BABB; *c* – Th_N – Nb_N [Saccani, 2015]: CAB – continental alkaline basalts; *d* – Nb/Y – Zr/Y [Condie, 2005]: UC – upper continental crust, PM – primitive mantle, DM – shallow depleted mantle, HIMU – high mu (U/Pb) source; EM1 and EM2 – enriched mantle sources, ARC – arc related basalts, DEP – deep depleted mantle, EN – enriched component, REC – recycled component, OPB – oceanic plateau basalts. The effects of partial melting (F) and impact of subduction fluids (SUB) are marked by the arrows. Symbols are the same as in figure 2

Для оценки степени субдукционного влияния используют диаграмму Ti–V (рис. 6, *b*). Титан и ванадий

являются малоподвижными элементами при гидротермальных изменениях, а также средних или

высоких степенях метаморфизма. Исследуемые породы показывают широкий разброс соотношений Ti/V от < 10 до 50 (см. рис. 6), что соответствует полям от бонинитов и островодужных толеитов до магм MORB, которые встречаются в магматических системах под влиянием субдукции [Shervais, 1982; Dilek, Furnes, 2009, 2011; Xia, Li, 2019]. На диаграммы $Nb/Yb-Th/Yb$ и $Ti-V$ вынесены поля базальтов BABB по [Li et al., 2015].

На диаграмме Th_N-Nb_N (см. рис. 6, с) большинство пород попадают в поле базальтов задуговых бассейнов.

Применение диаграммы $Nb/Y-Zr/Y$, предложенной [Condie, 2005], позволяет определить не только геодинамическую обстановку, но и предположить возможный источник вещества, из которого произошло зарождение общего родоначального расплава. На диаграмме $Nb/Y-Zr/Y$ фигуративные точки составов пород Бархатного и Семеновского массивов попадают в поле базальтов N-MORB и близки деплетированной мантии. Большинство габброидов гор Северной и Зеленой попадают в поле базальтов океанического плато. В ориентации пород отчетливо отмечается влияние на исходное вещество источника субдукционных флюидов (рис. 6, d).

Заключение

Совокупность полученных данных по химическому составу базитов офиолитовых ассоциации гор Северная, Зеленая и Бархатная и Кундустуюл-Семеновская позволяет сделать следующие основные выводы:

1. По уровню главных петрогенных компонентов изученные базиты сопоставимы с толеитовыми разновидностями MORB нормальной натриевой и калиево-натриевой щелочности. Вместе с тем на фоне наиболее выраженной толеитовой специализации постоянно наблюдается осложнение признаками развития известково-щелочных производных, которые обнаруживают сходство с образованиями островодужных систем, областей задугового спрединга или офиолитами надсубдукционных зон.

2. Геохимические особенности базитовых серий свидетельствуют о том, что в породах присутствуют разновидности, в различной степени обогащенные элементами LILE, LREE и деплетированные элементами HFSE, HREE, и таким образом, позволяют обосновать формирование офиолитов Кузнецкого Алатау над зонами субдукции в палеогеодинамических условиях развития задуговых бассейнов Палеоазиатского океана.

Список источников

- Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1983. 102 с.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 8–28.
- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- Гертнер И.Ф. Петрология Июко-Довыренского расслоенного ультрамафит-мафитового плутона (Северное Прибайкалье): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1994. 21 с.
- Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Баянова Т.Б., Дугарова Н.А., Врублевский В.В., Тишин П.А. Изотопно-геохимическая неоднородность офиолитов Кузнецкого Алатау: оценка возраста формирования и источников вещества литосферы Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. С. 55–56.
- Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.
- Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышов А.И. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива). Новосибирск: Наука, 1982. 105 с.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 952–967.
- Дугарова Н.А., Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С. Минералогия и условия образования metabазитов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау // Литосфера. 2017. Т. 17, № 4. С. 97–109.
- Изох А.Э., Пругов В.П., Богнибов В.И., Телешев А.Е. Платино-палладиевая минерализация в Среднетерсинском дунит-пироксенит-габбровом массиве (Кузнецкий Алатау) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов: сб. науч. тр. РАН. 1992. С. 72.
- Казанский А.Ю., Ступаков С.И., Симонов С.А., Метелкин Д.В. Геодинамика офиолитов Седнетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) по палеомагнитным данным // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 10. С. 1036–1044.
- Колман Р.Г. Офиолиты. Москва: Мир, 1979. 269 с.
- Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 166 с.
- Краснова Т.С. Петрология ультрамафитовых массивов гор Северной-Зеленой и Бархатной (Кузнецкий Алатау): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 2005. 20 с.
- Краснова Т.С., Гертнер И.Ф., Уткин Ю.В. Перспективы платиноносности офиолитов Кузнецкого Алатау // Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы науч. конф. Томск: ЦНТИ, 2001. Вып. 2. С. 229–235.
- Магматические горные породы. Т. 3 / Е.Д. Андреева, О.А. Богатиков, А.М. Борсук и др. М.: Наука, 1985. 486 с.

- Магматические** горные породы. Т. 5 / О.А. Богатиков, Ю.Р. Васильев, Ю.И. Дмитриев и др. М. : Наука, 1988. 507 с.
- Магматические** горные породы. Т. 6 / О.А. Богатиков, С.В. Богданова, А.М. Борсук и др. М. : Наука, 1987. 439 с.
- Монич В.К.** Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Алатау // Доклады Академии наук СССР. 1941. Т. 30, № 12. С. 155–158.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.** Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М. : Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.
- Платиноносность** ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / В.И. Богнибов, А.П. Кривенко, А.Э. Изох и др. Новосибирск : ОИГГМ СО РАН, 1995. 151 с.
- Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Симонов В.А.** Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // Доклады Академии наук. 2000. Т. 372, № 1. С. 80–85.
- Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов: Термобарогеохимические исследования. Новосибирск : ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Симонов В.А., Ступаков С.И., Лоскутов И.Ю., Ковязин С.В.** Палеогеодинамические условия формирования офиолитов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 12. С. 1759–1771.
- Ступаков С.И., Симонов В.А.** Особенности минералогии ультрабазитов – критерии палеогеодинамических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 746–755.
- Уткин Ю.В.** Петрология габброидов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск. 1990. 279 с.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. 187 с.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Dilek Y., Furnes H.** Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems // Lithos. 2009. V. 113, No. 1–2. P. 1–20.
- Dilek Y., Furnes H.** Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // GSA Bulletin. 2011. V. 123, No. 3/4. P. 387–411.
- Gertner I.F., Bayanova T.B., Krasnova T.S., Vrublevskii V.V., Sayadyan G.R.** Age and matter sources of ophiolites of the Kuznetsk Alatau, SW Siberia: new Sm-Nd isotope data // Mineralogical Magazine. 2013. V. 77, No. 5. P. 1159.
- Li C., Arndt N.T., Tang Q., Ripley E.M.** Trace element discrimination diagrams // Lithos. 2015. V. 232. P. 76–83.
- Nicolas A.** Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht, Netherlands : Kluwer Academic Publishers, 1989. 367 p.
- 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.
- Pearce J.A.** Immobile element fingerprinting of ophiolites // Elements. 2014. V. 10. P. 101–108.
- Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P.** Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // Geochim. Geophys. Geosyst. 2005. V. 6, No. 7. P. 1–27.
- Saccani E.** A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6. P. 481–501.
- Shervais J. W.** Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sc. Lett. 1982. V. 59. P. 101–118.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Xia L., Li X.** Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting // Gondwana Research. 2019. V. 65. P. 43–67.

References

- Alabin L.V. *Strukturno-formacionnaja i metallogenicheskaja zonal'nost' Kuzneckogo Alatau* [Structural-formational and metallogenic zonality of the Kuznetsk Alatau]. Novosibirsk: Nauka, 1983. 102 p. In Russian
- Berzin N.A., Kolman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshajn L.P., Sjao Sjuchan', Chang Je.Z. *Geodinamicheskaja karta zapadnoj chasti Paleoaziatskogo okeana* [Geodynamic map of the western part of the Paleo-Asian Ocean] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1994. No. 7–8. pp. 8–28. In Russian
- Berzin N.A., Kungurtsev L.V. *Geodinamicheskaja interpretacija geologicheskikh kompleksov Altae-Sajanskij oblasti* [Geodynamic interpretation of Altai-Sayan geological complexes] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1996. V. 37. No. 1. pp. 63–81. In Russian
- Gertner I.F. *Petrologija Yoko-Dovyrenskogo rassloennogo ul'tramafit-mafitovogo plutona (Severnoe Pribajkal'e)* [Petrology of the Yoko-Dovyren layered ultramafic-mafic pluton (Northern Cisbaikalia)]: avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. nauk. Tomsk. 1994. 21 p. In Russian
- Gertner I.F., Krasnova T.S., Bajanova T.B., Dugarova N.A., Vrublevskij V.V., Tishin P.A. *Izotopno-geohimicheskaja neodnorodnost' ofiolitov Kuzneckogo Alatau: ocenka vozrasta formirovaniya i istochnikov veshhestva litosfery Paleoaziatskogo okeana* [Isotope-geochemical heterogeneity of ophiolites from the Kuznetsk Alatau: estimate of formation age and sources of lithosphere of the Paleo-Asian Ocean] // *Geodinamicheskaja jevoljucija litosfery Central'no-Aziatskogo podvizhnogo pojasa (ot okeana k kontinentu): materialy soveshhanija* [Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent): meeting materials]. Irkutsk: IZK SO RAN. 2012. pp. 55–56. In Russian
- Goncharenko A.I. *Deformacija i petrostrukturnaja jevoljucija al'pinotipnyh giperbazitov* [Deformation and petrostructural evolution of alpine-type hyperbasites]. Tomsk: Izd-vo Tom. Un-ta, 1989. 404 p. In Russian
- Goncharenko A.I., Kuznetsov P.P., Simonov V.A., Chernyshov A.I. *Ofiolitovaja asociacija Kuzneckogo Alatau (na primere Srednetersinskogo massiva)* [Ophiolite association of the Kuznetsk Alatau (by the example of Srednetersinsky massif)]. Novosibirsk: Nauka, 1982. 105 p. In Russian

- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Buslov M.M., Kotljarov A.V. *Magmatizm i geodinamika Paleozaziatskogo okeana na vend-kembrijskom jetape ego razvitiya* [Magmatism and geodynamics of the Paleasian ocean at the Vendian-Cambrian stage of its evolution] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2005. V. 46. No. 9. pp. 952–967. In Russian
- Dugarova N.A., Tishin P.A., Gertner I.F., Krasnova T.S. Mineralogy and metabasites formation conditions from ophiolite association at northern slope of Kuznetsk Alatau // *Litosfera*. 2017. V. 17(4). pp. 97–109. doi: 10.24930/1681-9004-2017-4-097-109 In Russian
- Izoh A.E., Prugov V.P., Bognibov V.I., Teleshev A.E. *Platino-palladijevaja mineralizacija v Srednetersinskom dunit-piroksenit-gabbrovom massive (Kuzneckij Alatau)* [Platinum-palladium mineralization in the Srednetersinsky dunit-pyroxenite-gabbro massif (Kuznetsk Alatau)] // *Geologija i genezis mestorozhdenij platinovykh metallov* [Geology and genesis of platinum metal deposits]: sb. nauch. tr. RAN. 1992. pp. 72. In Russian
- Kazanskij A.Ju., Stupakov S.I., Simonov S.A., Metelkin D.V. *Geodinamika ofiolitov Sednetersinskogo massiva (Kuzneckij Alatau) po paleomagnitnym dannym* [Geodynamics of ophiolites of the Sednetersinsky massif (Kuznetsky Alatau) based on paleomagnetic data] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2003. V. 44. No. 10. pp. 1036–1044. In Russian
- Kolman R. G. *Ophiolity* [Ophiolites]. Moscow: Mir, 1979. 269 p. In Russian
- Konovalova O.G., Prusevich N.A. *Dunit-garzburgitovyje massivy Kuzneckogo Alatau i Salaira* [Dunit-harzburgite massifs of the Kuznetsk Alatau and Salair]. Novosibirsk: Nauka, 1977. 166 p. In Russian
- Krasnova T.S. *Petrologija ul'tramafitovykh massivov gor Severnoj-Zelenoj i Barhatnoj (Kuzneckij Alatau)* [Petrology of ultramafic massifs of the Severnaya-Zelenaya and Barkhatnaya mountains (Kuznetsk Alatau)]: avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. nauk. Tomsk. 2005. 20 p. In Russian
- Krasnova T.S., Gertner I.F., Utkin Ju.V. *Perspektivy platinonosnosti ofiolitov Kuzneckogo Alatau* [Prospects of platinum of ophiolites from the Kuznetsk Alatau] // *Petrologija magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov* [Petrology of magmatic and metamorphic complexes]: Mat. nauch. konf. Tomsk: CNTI, 2001. V. 2. pp. 229–235. In Russian
- Magmaticheskie gornye porody* [Igneous rocks]. V. 3. / Andreeva E.D., Bogatnikov O.A., Borsuk A.M. i dr. Moscow: Nauka, 1985. 486 p. In Russian
- Magmaticheskie gornye porody* [Igneous rocks]. V.5. / Bogatnikov O.A., Vasil'ev Ju.R., Dmitriev Ju.I. i dr. Moscow: Nauka, 1988. 507 p. In Russian
- Magmaticheskie gornye porody* [Igneous rocks]. V.6. / Bogatnikov O.A., Bogdanova S.V., Borsuk A.M. dr. Moscow: Nauka, 1987. 439 p. In Russian
- Monich V.K. *Dokembrijskij ofiolitovyy pojas Kuzneckogo Alatau* [Precambrian ophiolite belt of the Kuznetsk Alatau] // *Doklady Akademii Nauk SSSR*. 1941. V. 30. No. 12. pp. 155–158. In Russian
- Pinus G.V., Kuznetsov V.A., Volohov I.M. *Giperbazity Altae-Sajanskoj skladchatoj oblasti* [Hyperbasites of the Altai-Sayan folded region]. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1958. 295 p. In Russian
- Platinonosnost' ul'trabazit-bazitovykh kompleksov juga Sibiri* [Platinum content of ultramafic-mafic complexes in southern Siberia] / Bognibov V.I., Krivenko A.P., Izoh A.E. i dr. Novosibirsk: OIGGM SO RAN, 1995. 151 p. In Russian
- Plotnikov A.V., Stupakov S.I., Babin G.A., Simonov V.A. *Vozrast i geodinamicheskaja priroda ofiolitov Kuzneckogo Alatau* [Age and geodynamic nature of ophiolites from the Kuznetsk Alatau] // *Doklady Akademii Nauk*. 2000. V. 372. No. 1. pp. 80–85. In Russian
- Simonov V.A. *Petrogenezis ofiolitov: Termobarogeohimicheskie issledovaniya* [Petrogenesis of ophiolites: Thermobarogeochemical studies]. Novosibirsk: OIGGM SO RAN, 1993. 247 p. In Russian
- Simonov V.A., Stupakov S.I., Loskutov I.Yu., Kovyazin S.V. *Paleogeodinamicheskie uslovija formirovanija ofiolitov Kuzneckogo Alatau* [Paleogeodynamic settings of ophiolite formation in Kuznetsk Alatau] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1999. V. 40. No. 12. pp. 1759–1771. In Russian
- Stupakov S.I., Simonov V.A. *Osobennosti mineralogii ul'trabazitov – kriterii paleogeodinamicheskikh uslovij formirovanija ofiolitov Altae-Sajanskoj skladchatoj oblasti* [Features of the mineralogy of ultramafic rocks - criteria for paleogeodynamic conditions for the formation of ophiolites in the Altai-Sayan folded region] // *Geologija i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1997. V. 38. No. 4. pp. 746–755. In Russian
- Utkin Yu.V. *Petrologija gabbroidov ofiolitovoj associacii Kuzneckogo Alatau* [Petrology of gabbroids of the ophiolite association of the Kuznetsk Alatau]: diss. ...kand. geol.-mineral. nauk. Tomsk. 1990. 279 p. In Russian
- Shokal'skii S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G. et al. *Korreljacija magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoj chasti Altae-Sajanskoj skladchatoj oblasti* [Correlation of igneous and metamorphic complexes of the western part of the Altai-Sayan folded region]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, filial "GEO", 2000. 187 p. In Russian
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. pp. 491–504. doi:10.1016/j.lithos.2004.09.014
- Dilek Y., Furnes H. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems // *Lithos*. 2009. V. 113. No. 1–2. pp. 1–20. doi:10.1016/j.lithos.2009.04.022
- Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // *GSA Bulletin*. 2011. V. 123. No. 3/4. pp. 387–411. doi: 10.1130/B30446.1
- Gertner I.F., Bayanova T.B., Krasnova T.S., Vrublevskii V.V., Sayadyan G.R. Age and matter sources of ophiolites of the Kuznetsk Alatau, SW Siberia: new Sm-Nd isotope data // *Mineralogical Magazine*. 2013. V. 77. No. 5. P. 1159.
- Li C., Arndt N.T., Tang Q., Ripley E.M. Trace element discrimination diagrams // *Lithos*. 2015. V. 232. pp. 76–83. doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.022
- Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1989. 367 p.
- 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. doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016
- Pearce J.A. Immobility element fingerprinting of ophiolites // *Elements*. 2014. V. 10. pp. 101–108. doi: 10.2113/gselements.10.2.101
- Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2005. V. 6. No. 7. pp. 1–27. doi:10.1029/2004GC000895

- Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6. pp. 481–501. doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006
- Shervais J. W. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sc. Lett.* 1982. V. 59. pp. 101–118.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. pp. 313–345. doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Xia L., Li X. Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting // *Gondwana Research*. 2019. V. 65. pp. 43–67. doi.org/10.1016/j.gr.2018.08.006

Информация об авторах:

Дугарова Н.А., младший научный сотрудник, лаборатория геохронологии и геодинамики; ассистент, кафедра петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: nadyadugarova@mail.ru

Гертнер И.Ф., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра петрографии; заведующий лабораторией геохронологии и геодинамики; научный сотрудник, лаборатория структурной петрологии и минерогенеза, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: labspm@ggf.tsu.ru

Краснова Т.С., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра петрографии; научный сотрудник, лаборатория геохронологии и геодинамики, геолого-географический факультет; начальник Научного управления, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: science@mail.tsu.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Dugarova N.A., Junior Researcher, Laboratory of Geochronology and Geodynamics; Assistant of the Department of Petrography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: nadyadugarova@mail.ru

Gertner I.F., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor of the Department of Petrography; Head of the Laboratory of Geochronology and Geodynamics; Researcher, Laboratory of Structural Petrology and Mineralogy, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: labspm@ggf.tsu.ru

Krasnova T.S., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor of the Department of Petrography; Researcher, Laboratory of Geochronology and Geodynamics; Faculty of Geology and Geography; Head of the Scientific Department, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: science@mail.tsu.ru

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 24.06.2023; одобрена после рецензирования 30.08.2023; принята к публикации 05.12.2023

The article was submitted 24.06.2023; approved after reviewing 30.08.2023; accepted for publication 05.12.2023

Научная статья

УДК 553.065+550.93+553.041

doi: 10.17223/25421379/29/2

УЛАНТОВСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ: НОВЫЙ ВОЗРАСТНОЙ ЭТАП ПОТЕНЦИАЛЬНО ПРОДУКТИВНОГО РАННЕДЕВОНСКОГО МАГМАТИЗМА НА САЛАИРЕ



Татьяна Владимировна Светлицкая¹, Петр Александрович Неволько²,
Дарья Евгеньевна Дранишникова³

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

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

¹ svt@igm.nsc.ru

² nevolko@igm.nsc.ru

³ dranishnikovade@igm.nsc.ru

Аннотация. Представлены новые данные о геологическом строении и возрасте Улантовского массива. Улантовский многофазный (426–412 млн лет) гранитоидный массив фиксирует новый возрастной этап раннедевонской магматической активности, ранее достоверно не установленный на Салаире. Плагииграниты наиболее поздней фазы внедрения показывают специфические характеристики гранитоидов, продуктивных на порфировое оруденение, предполагающие их генетическую связь с Cu-Mo минерализацией в пределах массива.

Ключевые слова: Улантовский массив, Салаирский кряж, гранитоиды, U-Pb датирование, порфировое оруденение

Благодарности: авторы выражают искреннюю благодарность А.Е. Аввакумову (СНИИГГиМС, Новосибирск) за сотрудничество при геологических изысканиях.

Источник финансирования: исследования выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8).

Для цитирования: Светлицкая Т.В., Неволько П.А., Дранишникова Д.Е. Улантовский гранитоидный массив: новый возрастной этап потенциально продуктивного раннедевонского магматизма на Салаире // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 21–48. doi: 10.17223/25421379/29/2

Original article

doi: 10.17223/25421379/29/2

THE ULANTOVSKY GRANITOID PLUTON: A NEW AGE STAGE OF POTENTIALLY PRODUCTIVE EARLY DEVONIAN MAGMATISM AT SALAIR

Tatyana V. Svetlitskaya¹, Peter A. Nevolko², Daria E. Dranishnikova³

^{1, 2, 3} V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

³ Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

¹ svt@igm.nsc.ru

² nevolko@igm.nsc.ru

³ dranishnikovade@igm.nsc.ru

Abstract. Porphyry-type deposits have historically contributed less than 5% to the country's copper reserves in the Russian Federation. However, with the discovery of the Malmyzh and Peschanka deposits, porphyry targets now account for 17% of the nation's total copper reserves. Increasing copper potential through the discovery of new porphyry deposits, both within the previously known porphyry belts and in new regions, is of strategic importance for ensuring and reproducing Russia's mineral resource base. One of these new regions is the Salair Range, where, since 2021, the Ulanovsky granitoid pluton has been a prospecting target for porphyry copper-molybdenum mineralization.

The Ulanovsky granitoid pluton is located in the northwestern part of the Salair Range, 118 km southeast of the city of Novosibirsk, and hosts the Verkh-Chemskoe and Ulanovsky Cu-Mo occurrences. The current regional legend indicates that it is a composite pluton consisting of the early (diorite, quartz diorite, tonalite, plagiogranite, and rare gabbro) intrusive phase of the Middle-Late Carboniferous Vydrikhinsky Complex and the late (granite, leucogranite, rare quartz-syenite and monzodiorite) intrusive phase of the Late Permian-Early Triassic Zhernovsky Complex. However, the available dating results indicate that the

granitoids comprising the pluton are Silurian in age. The escalation of prospecting triggered a study of the geological structure and mineral potential assessment of the Ulantovsky pluton.

The study presents new high-precision U-Pb LA-ICP-MS zircon ages, whole-rock major and trace element data as well as zircon mineral trace element compositions of the Ulantovsky granitoids. The results were used to clarify the geological structure of the pluton and provide better constraints on the timing and duration of the studied granitic magmatism. Additionally, the capability of granitoids of different intrusive phases to generate viable Cu-Mo-porphyry mineralization was examined using a combination of geological, geochemical, and geochronological studies.

The obtained results reveal a Late Silurian to Early Devonian (dated at *ca.* 426–412 Ma using U-Pb methods) age for the Ulantovsky composite pluton. The pluton consists of the Late Silurian main-phase high-K calc-alkaline leucogranites (*ca.* 426 Ma) intruded by a series of nearly coeval Early Devonian calc-alkaline pulses of monzonites (*ca.* 417 Ma), granodiorites (*ca.* 418 Ma), and plagiogranites (*ca.* 412 Ma), as well as dikes of monzonites (*ca.* 414 Ma). New U-Pb zircon ages indicate that the studied granitic suites do not belong to either the Vydrikhinsky or the Zhernovsky complexes as to their age contained in the regional legend. The Early Devonian granitic intrusions of the Ulantovsky pluton reveal a new, not previously securely confirmed, age stage of Paleozoic magmatic activity at Salair.

Among all examined igneous suites, plagiogranites of the latest intrusive phase (*ca.* 412 Ma) originated from hydrous (whole-rock $Sr/Y = 77\text{--}89$ and $(Sr/Y)/Y = 8.9\text{--}12.7$; zircon $Yb/Dy = \text{avg. } 5.6$), oxidized (whole-rock $V/Sc = 7.7\text{--}9.6 > (V/Sc)_{\text{calc}} = 5.7\text{--}5.8$; zircon $Eu/Eu^* = \text{avg. } 0.44$ and $\Delta FMQ = \text{avg. } +1.2$) magmas that evolved through deep-level amphibole fractionation processes (whole-rock $Eu/Eu^* = \text{avg. } 1.2$, $10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y = 1163\text{--}2015$, and $100 \cdot [(Rb/Sr)/FeO^*] = 0.64\text{--}0.79$). They show distinctive whole-rock geochemical and zircon chemical signatures of fertile porphyry suites, suggesting a genetic link between the plagiogranite intrusion and copper-molybdenum mineralization in the Ulantovsky pluton.

Keywords: Ulantovsky pluton, Salair Range, granitoids, U-Pb dating, porphyry mineralization

Acknowledgments: The authors express their sincere gratitude to A.E. Avvakumov (SNIIGiMS, Novosibirsk) for supporting geological research.

Source of funding: The study is done on state assignment of IGM SB RAS (№ 122041400237-8).

For citation: Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A., Dranishnikova D.E. (2023) The Ulantovsky granitoid pluton: A new age stage of potentially productive Early Devonian magmatism at Salair. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 21–48. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/29/2

Введение

Совершенствование методов поисков рудных месторождений является одной из актуальнейших задач геологического сообщества и острой потребностью любого государства в контексте обеспечения и расширения своей минерально-сырьевой базы. Для месторождений порфирового типа, наряду с классическими – геологическими, геохимическими и геофизическими – поисковыми методами, широкое распространение в мировой геологической практике в последнее время получила оценка магматических пород, слагающих ту или иную интрузию, к генерированию экономически значимой минерализации. Эта способность в отечественной геологии определяется понятием «рудный потенциал» или «рудность», а в зарубежной широко известна под термином «фертильность» («fertility»).

Специализированные исследования проводятся на ранних стадиях геологоразведочных работ (региональное геологическое изучение, поисковые работы) и нацелены на выявление магматических комплексов / конкретных интрузий в составе многофазных массивов, которые потенциально способны сгенерировать порфировое оруденение. Для этого используется оценка рудности (фертильности) магматических пород по комплексу геохимических валовых («whole-rock fertility indicators») и минеральных («porphyry

indicator minerals») индикаторов [Groves et al., 2022]. Обе методики базируются на геологически обоснованных критериях рудоносности, многократно подтвержденных на реальных объектах и воспроизведенных экспериментально в разных аспектах. Эти критерии определяются специфическими геохимическими характеристиками магматических пород (валовыми и минеральными), обусловленными высокой водонасыщенностью и окисленностью магматических расплавов, генерирующих продуктивную Cu-Mo-Au порфировую минерализацию. Исследования в этом направлении ведутся давно (например, [Baldwin, Pearce, 1982]), однако интенсивное развитие разработка валовых геохимических индикаторов получила после резонансного исследования Thiéblemont и соавт. [1997], в котором впервые были указаны пороговые значения $Sr/Y \geq 40$ и $Y \leq 18$, отделяющие рудные порфировые интрузии от безрудных. Началом развития минеральных индикаторов фертильности, по-видимому, следует считать серию международных проектов AMIRA по изучению индикаторных минералов в порфировых месторождениях Аризоны, запущенных в 2004 г. на базе Тасманского университета и продолжившихся в Лондонском музее естественной истории [Cooke et al., 2014, 2020; Wilkinson et al., 2015, 2017]. Эти исследования, в первую очередь, были направлены на выявление закономерностей между составами гидротермальных минералов

(хлорита, эпидота, магнетита, алуниита) внутри порфировых систем («porphyry vectoring»), но послужили мощным импульсом к разработке критериев рудоносности магматических пород на порфировое оруденение на основании минеральной химии [Mao et al., 2016; Williamson et al., 2016; Pizarro et al., 2020; Pan et al., 2020]. В настоящее время не только зарубежные, но и крупнейшие российские геологические компании используют наработки по оценке рудоносности магматических пород при поисках порфировых объектов.

В Российской Федерации месторождения порфирового типа с суммарными активами < 5 % Cu долгое время не играли значительную роль в экономике, однако после открытия Малмыжа (Хабаровский край) и Песчанки (Чукотский автономный округ) запасы этого металла в объектах медно-порфирового типа достигли 17 % от суммарных запасов меди страны. Нарращивание медного потенциала за счет открытия новых порфировых месторождений – как в пределах уже известных, так и в пределах новых территорий – стратегически важно для обеспечения и воспроизводства минерально-сырьевой базы России. Одним из таких новых регионов является Салаирский кряж, где с конца 1980-х гг. в пределах Улантовского массива известны Верхне-Чемское и Улантовское медно-молибденовые рудопоявления [Беляев, Нечаев, 2015; Росляков и др., 2001]. С 2021 г. на территории Западного Салаира в пределах массива проводятся поисковые работы на медно-молибден-порфировое оруденение. Активизация поисковых работ стала триггером к изучению его геологического строения и оценке рудного потенциала, первые результаты которых приводятся в этой работе. Данное исследование является частью авторского научно-исследовательского проекта по выявлению и верификации геохимических и минералогических индикаторов рудоносности продуктивных интрузий, связанных с порфировыми и скарновыми системами в России [Nevolko et al., 2021; Svetlitskaya, Nevolko, 2022].

Региональное геологическое строение

Улантовский гранитоидный массив расположен в Тогучинском районе Новосибирской области, в 118 км на юго-восток от г. Новосибирска, в северо-западной части Салаирского кряжа, на стыке его со структурой Доронинской впадины. Салаирский кряж входит в состав Алтае-Саянской складчатой области Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1, *a*). На северо-западе он граничит с девон-карбонными комплексами Колывань-Томской складчатой зоны, на востоке – с карбон-пермскими комплексами Кузнецкого бассейна, перекрытыми в северной части

юрскими отложениями Доронинской впадины (рис. 1, *b*). С юга и юго-запада структуры Салаира перекрыты палеоген-четвертичными и меловыми толщами Западно-Сибирской плиты.

Салаирский кряж сложен Каимско-Аламбайской покровно-складчатой зоной и Бердско-Ельцовской складчатой зоной, осложненной серией герцинских наложенных (Присалаирская окраина Кузнецкого прогиба) и унаследованных (Хмелевский, Бачатско-Чумышинский) прогибов (рис. 1, *b*) [Бабин и др., 2007]. В основании Бердско-Ельцовской складчатой зоны лежат вулканогенные и терригенно-карбонатные комплексы кембрийско-ордовикского структурного этажа [Росляков и др., 2001; Бабин и др., 2007; Беляев, Нечаев, 2015]. Они собраны в серию линейных складок северо-западного простирания, в ядрах которых обнажаются нижнекембрийские формации, на крыльях – среднекембрийско-нижнеордовикские отложения. В герцинских наложенных/унаследованных прогибах, кембрийско-ордовикские отложения дорастиваются/перекрываются карбонатно-терригенными комплексами ордовикско-силурийского, вулканогенно-карбонатно-терригенными комплексами девонского и (или) карбонатно-терригенными отложениями девон-карбонного структурных этажей [Бабин и др., 2007]. Структурно-вещественные комплексы Бердско-Ельцовской складчатой зоны серий глубинных разломов разбиты на блоки северо-западного простирания и надвинуты на девонскую окраину Кузнецкого прогиба (рис. 1, *b*). Нарушения характеризуются крутыми (50–70°) падениями сместителей на юго-запад, взбросо-надвиговой и сдвиговой кинематикой. Каимско-Аламбайская покровно-складчатая зона включает Аламбайский и Шалапский фрагментированные аллохтоны, надвинутые на островодужные комплексы Салаира с юго-запада (рис. 1, *b*). Аллохтоны представлены пакетами тектонических пластин, сложенных раннекембрийской офиолитовой ассоциацией Салаира (эффузивы основного состава с пачками сланцев и редких известняков и ассоциирующие гипербазит-базитовые комплексы), а также терригенно-карбонатными комплексами венд-кембрийского и ордовикско-силурийского структурных этажей. В составе полимиктового тектонического меланжа фиксируются мегаглыбы, сложенные нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями, девонскими отложениями, нижнекарбонными известняками [Бабин и др., 2007].

Кембрийско-ордовикские комплексы реконструируются в парадигме островодужного этапа развития Салаирского вулканоплутонического пояса [Росляков и др., 2001; Бабин и др., 2007; Беляев, Нечаев, 2015]. Этот этап предположительно завершился в раннем ордовике

становлением мелких гипабиссальных тел новолушниковского плагиогранит-диоритового комплекса. В ордовике–силуре геодинамические реконструкции

предполагают аккрецию Салаирской кембрийской островной дуги с Сибирским континентом [Buslov et al., 2001; Росляков и др., 2001; Бабин и др., 2007].

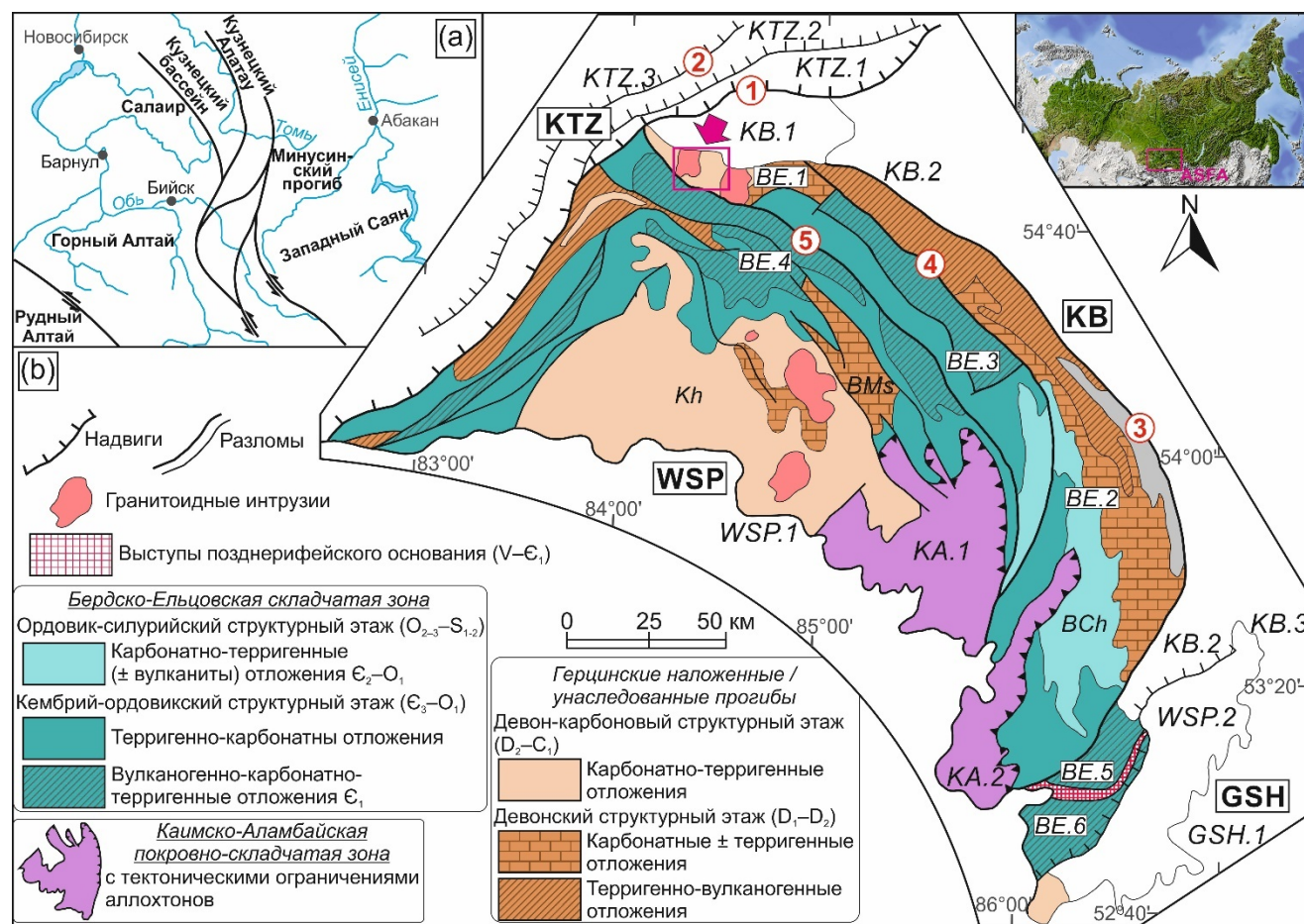


Рис. 1. (а) Положение Салаирского кряжа в структуре Алтае-Саянской складчатой области (ASFA) (по [Sennikov et al., 2019]) и (б) схема геологического строения Салаирского кряжа (по [Бабин и др., 2007, 2015]) и подготовленным на их основе геологическим картам, с некоторыми изменениями)

Салаир: Каимско-Аламбайская покровно-складчатая зона (КА) (КА.1 – Аламбайский аллохтон; КА.2 – Шалапский аллохтон); Бердско-Ельцовская складчатая зона (БЕ) (БЕ.1 – Коуракский блок; БЕ.2 – Калтыракско-Чумышский блок; БЕ.3 – Ариничевский блок; БЕ.4 – Бухаринский блок; БЕ.5 – Пуштулимский блок; БЕ.6 – Кивдинский блок); герцинские наложенные/унаследованные прогибы (Kh – Хмелевский прогиб, BMs – Бердско-Майская грабен-синклиналь, BCh – Бачатско-Чумышский прогиб). Западно-Сибирская плита (WSP) (WSP.1 – Бийско-Барнаульская (Предалтайская) впадина; WSP.2 – Ненинско-Чумышская впадина). Колывань-Томская складчатая зона (КТЗ) (Горловско-Зарубинский прогиб (КТЗ.1 – Горловско-Завьяловский аллохтон; КТЗ.2 – Зарубинско-Лебедянский аллохтон); КТЗ.3 – Буготакско-Митрофановский антиклинорий). Кузнецкий бассейн (KB) (KB.1 – Доронинская впадина; KB.2 – Присалаирская складчатая подзона; KB.3 – Пригорношорская складчатая подзона). Горная Шория (GSH) (GSH.1 – Тельбесский субпрогиб). Разрывные нарушения: 1 – Томский надвиг; 2 – Каменско-Митрофановский надвиг; 3 – Афонинско-Киселевский (Салаирский) разлом; 4 – Присалаирский разлом; 5 – Мунгайско-Бирюлинский разлом

Fig. 1. (a) Position of the Salair within the Altay-Sayan Folded Area (ASFA) (after [Sennikov et al., 2019]) and (b) geological structure of the Salair Range (based on [Babin et al., 2007, 2015]) and the accompanying geological maps, with some modifications)

Salair: Kaimsky-Alambaysky fold-and-thrust zone (KA) (KA.1 – Alambaysky allochthon; KA.2 – Shalapsky allochthon); Berdsk-El'tsovsky folded zone (BE) (BE.1 – Kouraksky block; BE.2 – Kaltyrasky-Chumyshsky block; BE.3 – Arinichevsky block; BE.4 – Bukharinsky block; BE.5 – Pushtulimsky block; BE.6 – Kivdinsky block); Hercynian superimposed/ inherited depressions (Kh – Khmelevsky depression, BMs – Berdsk-Maysky graben-synclinalium, BCh – Bachatsky-Chumyshsky depression). West Siberian Plain (WSP) (WSP.1 – Biysk-Barnaul (Predaltaysky) depression; WSP.2 – Neninsky-Chumyshsky depression). Kolyvan-Tomsk shear zone (KTZ) (Gorlovsky-Zarubinsky trough (KTZ.1 – Gorlovsky-Zav'yalovsky allochthon; KTZ.2 – Zarubinsky-Lebedyansky allochthon); KTZ.3 – Bugoraksky-Mitrofanovsky anticlinorium). Kuznetsk Basin (KB) (KB.1 – Doroninskaya depression; KB.2 – Prisalairsky folded subzone; KB.3 – Prigoroshorsky folded subzone). Gornaya Shoria (GSH) (GSH.1 – Tel'bessky subdepression). Faults: 1 – Tomsk thrust; 2 – Kamensky-Mitrofanovsky thrust; 3 – Afoninsky-Kiselevsky (Salairsky) deep fault; 4 – Prisalairsky deep fault; 5 – Mungaysky-Biryulinsky deep fault

Появление вулканитов в шельфовом терригенно-карбонатном разрезе девонского структурного этажа интерпретируется как инверсия ее пассивной континентальной окраины в активную окраину кордильерского типа в связи с зарождением и эволюцией Рудно-Алтайско-Салаирского девонско-раннекаменноугольного магматического пояса [Бабин и др., 2007; Беляев, Нечаев, 2015]. Шельфовые формации верхнего девона–нижнего карбона рассматриваются как сформировавшиеся в результате морской трансгрессии. Внедрение малочисленных интрузий выдрихинского (кварц)диорит-тоналитового комплекса в среднем–позднем карбоне связывают с коллизией между Колывань-Томской островодужной системой и континентальной окраиной Западного Салаира в ходе закрытия Обь-Зайсанской ветви Палеоазиатского океана и амальгамации Сибирского и Казахстанского континентов [Росляков и др., 2001; Бабин и др., 2007; Беляев, Нечаев, 2015]. Предполагается, что в позднепермско-раннетриасовое время регион испытал внутриконтинентальную тектономагматическую активизацию, связанную с деятельностью Сибирского плюма, проявившуюся в том числе в сопредельных структурах Кузнецкого прогиба и Колывань-Томской складчатой зоны [Добрецов и др., 2005; Svetlitskaya, Nevvolko, 2016]. На территории Салаира этап внутриплитной активности выразился в становлении интрузивного жерновского монзонит-граносиенит-гранит-лейкогранитового и борсукского габбро-сиенитового комплексов [Бабин и др., 2007]. Среди мезозойских образований Салаира отмечаются нижнеюрские континентальные угленосные отложения, крайне локально развитые по периферии Доронинской впадины. В мел–палеогеновое время на территории формировались коры выветривания.

Геологическое строение и минерализация Улантовского массива

Улантовский гранитоидный массив располагается в Коуракском блоке Бердско-Ельцовской складчатой зоны Салаира (см. рис. 1, *b*) и представляет собой крупное (ок. 80 км²) субизометричное в плане интрузивное тело, прорывающее карбонатно-терригенные отложения нижнего силура, среднего девона и нижнего карбона (рис. 2). В северной части массив частично перекрыт юрскими терригенными угленосными толщами Доронинской впадины. Улантовский и расположенный рядом Коурацкий массивы по геофизическим данным рассматриваются как куполообразные выступы кровли единого батолита [Росляков и др., 2001; Беляев, Нечаев, 2015]. Согласно актуальной серийной легенде и подготовленным на ее основе картам последнего поколения

[Беляев, 2015; Беляев, Нечаев, 2015], Улантовский массив представляет собой полихронный плутон, ранняя (диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, редкие габбро) фаза которого относится к выдрихинскому комплексу средне-позднекарбонового возраста, а поздняя (граниты, лейкограниты, а также граносиениты и монцодиориты, локально развитые среди гранитов) фаза – к жерновскому позднепермско–раннетриасовому комплексу (рис. 2).

По химическому составу гранитоиды выдрихинского комплекса известково-щелочные и высокоглиноземистые, лейкограниты жерновского комплекса высоко-К известково-щелочные и довольно железистые [Росляков и др., 2001; Беляев, Нечаев, 2015; Жимулев и др., 2018]. Контакт между образованиями разных комплексов характеризуется как резкий интрузивный, между петрологическими разностями в пределах комплексов – как постепенный [Беляев, Нечаев, 2015]. В пределах Улантовского массива описываются маломощные дайки, сложенные гранитами, гранит-порфирами, аплитами (дайки I этапа), а также диоритами и спессартитами (дайки II этапа) [Росляков и др., 2001; Беляев, Нечаев, 2015].

В 1983–1988 гг. в ходе ГТК-50 в пределах Улантовского массива была выделена Северо-Западная тектоническая зона протяженностью ок. 12 км при ширине 0,5–1,8 км, сложенная катаклазированными и гидротермально измененными (окварцованными, калишпатизированными, хлоритизированными, аргиллизитизированными и карбонатизированными) гранитоидами (см. рис. 2). Наложенные изменения сопровождаются зонами развития кварцевых жил, неравномерной вкрапленностью, гнездами и редкими прожилками сульфидов (пирит, халькопирит, молибденит, реже галенит, сфалерит, блеклые руды) и контрастными литогеохимическими ореолами Cu и Mo. В южной части зоны, в 4 км к югу от г. Улантовой было выявлено Верх-Чемское медно-молибденовое рудопоявление, а в 1 км на северо-запад от г. Улантова – Улантовское медно-молибденовое рудопоявление (рис. 2) [Сотников и др., 1999; Росляков и др., 2001; Беляев, Нечаев, 2015].

Возраст гранитоидов Улантовского массива: обзор геохронологических данных

Во всех работах, упоминающих Улантовский массив [Сотников и др., 1999; Росляков и др., 2001; Жимулев и др., 2018; Жимулев и др., 2020], включая региональные геологические изыскания [Бабин и др., 2007; Беляев, Нечаев, 2015], особо подчеркивается дискуссионность возраста и формационной принадлежности слагающих его гранитоидов.

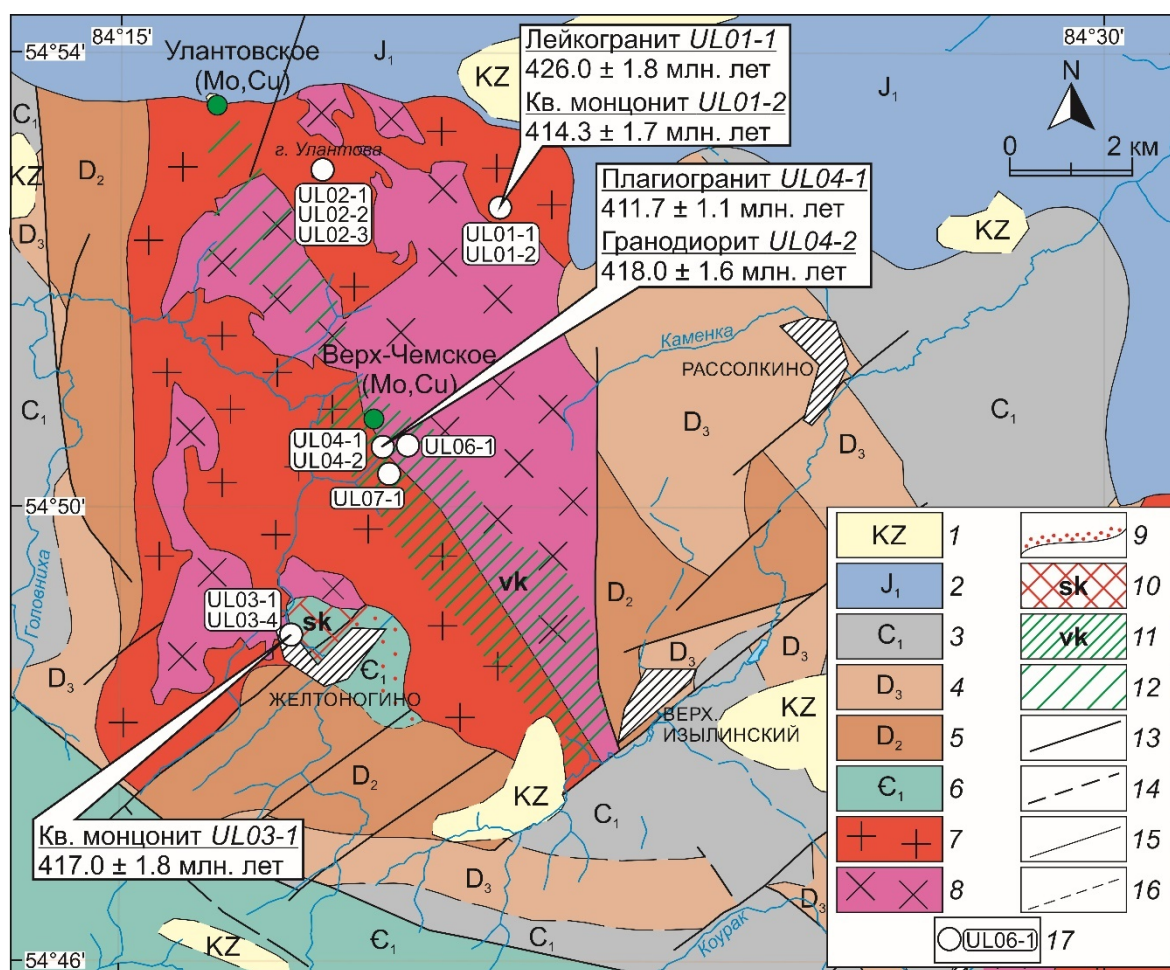


Рис. 2. Геологическое строение Улантовского массива (по [Беляев, 2015], с упрощениями и дополнениями) с результатами геохронологических (U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов) исследований гранитоидов
 Условные обозначения: 1 – кайнозойские отложения (олигоцен – плиоценовые глинистые толщи); 2 – нижнеюрские отложения (углисто-терригенные толщи распадской и абышевской свит); 3 – нижнекаменноугольные отложения (терригенно-карбонатные толщи тайдонской, фоминской, подьяковской и верхотомской свит); 4–5: девонские отложения: 4 – верхнедевонские отложения (карбонатно-терригенные толщи рассолкинской и абышевской свит), 5 – среднедевонские отложения (вулканогенно-терригенные толщи соболевской свиты); 6 – нижнекембрийские отложения (терригенно-карбонатные толщи суенгинской свиты, сланцы и рассланцованные вулканиты печеркинской свиты); 7–8: магматические породы Улантовского массива: 7 – позднермско – раннетриасовый жерновский комплекс (граниты, лейкограниты); 8 – средне-позднекаменноугольный выдрихинский комплекс (кварцевые тоналиты, диориты); 9–12: вторичные изменения: 9 – контактовые роговики; 10 – скарны; 11 – кварциты; 12 – зона гидротермально измененных пород; 13–14: разрывные нарушения: 13 – достоверные; 14 – предполагаемые; 15–16: геологические границы: 15 – достоверные; 16 – предполагаемые; 17 – точка наблюдения и номер образца

Fig. 2. Geological structure of the Ulantovsky pluton (after [Belyaev, 2015], with simplifications and additions) with the results of U-Pb LA-ICP-MS zircon dating of granitoids

Legend: 1 – Cenozoic deposits (Oligocene–Pliocene clay sediments); 2 – Lower Jurassic (coal-bearing terrigenous successions of the Raspadskaya and Ayshevskaya suites); 3 – Lower Carboniferous terrigenous–carbonate sequences (sandstones, siltstones, marls, and limestones of the Taydonsky, Fominsky, Pod'yakovskaya, and Verkhotomskaya suites); 4–5: Devonian sequences: 4 – Upper Devonian terrigenous–carbonate successions (sandstones, siltstones, shales, and limestones of the Rassolkinskaya and Ayshevskaya suites), 5 – Middle Devonian volcanic–terrigenous successions (lavas, tuffs, conglomerates, sandstones, and siltstones of the Sobolevskaya suite); 6 – Lower Cambrian terrigenous–carbonate sequences (conglomerates, gravelites, sandstones, limestones, shales, and schists of the Suenginskaya and Pecherkinskaya suites); 7–8: Intrusive suites of the Ulantovsky pluton: 7 – Late Permian–Early Triassic Zhernovsky Complex (granite, leucogranite); 8 – Middle-Late Carboniferous Vydrikhinsky Complex (quartz tonalite, diorite); 9–12: alterations: 9 – hornfels and hornfelsed rocks; 10 – skarns and skarnified rocks; 11 – quartzites; 12 – zones of hydrothermal alterations; 13–14: faults: 13 – accurate; 14 – supposed; 15–16: geological boundaries: 15 – accurate; 16 – supposed; 17 – sample site and sample number

Данные о взаимоотношениях магматических пород с вмещающими палеозойскими комплексами противоречивы ввиду слабой обнаженности местности. На геологических картах первого поколения

Улантовский массив относится к додевонскому комплексу гранитоидов и диоритов [Колпакова, Гинцингер, 1963] на основании ороговикованных пород нижнего кембрия на контакте с гранитоидами и

трансгессивного их перекрытия среднедевонскими (живетскими) толщами [Колпакова, Вавилихин, 1973]. На геологических картах последнего поколения Улантовский массив сложен двумя разновозрастными комплексами – выдрихинским средне-позднекарбоновым и жерновским позднепермско-раннетриасовым [Беляев, 2015]. Отмечается, что кварцевые диориты выдрихинского комплекса ороговиковывают и скарнируют живетские отложения среднего девона, а лейкограниты жерновского комплекса содержат ксенолиты тоналитов выдрихинского комплекса и трансгессивно перекрываются нижнеюрскими конгломератами [Беляев, Нечаев, 2015].

В научных работах гранитоиды Улантовского массива описывались в составе улантовского комплекса среднесилурийско-раннедевонского [Сотников и др., 1999] или силур-ранне-среднедевонского [Росляков и др., 2001] возраста на основании Rb-Sr и Ar-Ar геохронологических исследований ($423,0 \pm 8,7$ млн лет (Rb-Sr метод), с отдельными минеральными Ar-Ar датировками на $411,7 \pm 4,7$ и $258,7 \pm 5,0$ млн лет [Сотников и др., 1999]) (табл. 1). Улантовский комплекс на Салаире включал только Улантовский и Коуракский плутоны и рассматривался исключительно как коллизионный. Поскольку осадконакопление в среднем силуре–раннем девоне происходило в шельфовых обстановках пассивной континентальной окраины, было предложено, что оба плутона первоначально принадлежали структурам Кузнецкого Алатау, с последующим отрывом вмещающего массива блока и тектоническим совмещением его

с северной окраиной Салаира [Сотников и др., 1999]. Позднее было высказано предположение, что гранитоиды улантовского комплекса сформировались в заключительную стадию коллизионного этапа развития Салаира (в силуре–раннем девоне) и в конце перми испытали локальное переплавление с формированием лейкокатовых фаз [Росляков и др., 2001]. В геологической записке к картам последнего поколения [Беляев, Нечаев, 2015] силурийские датировки для гранитоидов Улантовского массива упоминаются, однако отмечается, что они противоречат геологическим наблюдениям и причины удревнения возраста не установлены.

Проведенное U-Pb датирование цирконов из гранитоидов Улантовского массива показало, что обе интрузивные фазы имеют перекрывающийся в пределах аналитической ошибки возраст, в целом соответствующий лудловской эпохе силура ($441,2 \pm 8,7$ – $423,4 \pm 4,9$ млн лет ($413,3 \pm 7,0$ млн лет)) (табл. 1) [Жимулев и др., 2018, 2020]. На основании сходства химического состава и близкого возраста было предложено объединить разные гранитоидные фазы Улантовского массива в единый комплекс, предположительно сформировавшийся во внутримитических обстановках [Жимулев и др., 2018]. Однако из-за нарушенной U-Pb изотопной систематики цирконов надежные U-Pb возраста в упомянутых исследованиях получить не удалось – время формирования гранитоидов разных фаз внедрения было оценено по дискордантным средневзвешенным $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ определениям и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ значениям пересечения с конкордией (табл. 1) [Жимулев и др., 2018].

Таблица 1
Компиляция результатов геохронологических исследований гранитоидов Улантовского массива

Table 1

Summary of dating results for granitoids from the Ulantovsky pluton

Комплекс ¹	Порода	Положение	Метод датирования /метод расчета/	Материал для датирования ²	Возраст, млн лет	Источник
Вд (C ₂₋₃ ?v)	Кварцевый диорит (образец У-2)	Не приведено	Rb-Sr /изохрона/	R, Fsp, Amp, Bt	$423,0 \pm 8,7$	[Сотников и др., 1999]
Вд (C ₂₋₃ ?v)	Кварцевый диорит (образец У-2)	Не приведено	^{40}Ar - ^{39}Ar / ^{40}Ar - ^{39}Ar плато/	Amp	$411,7 \pm 4,7$	[Сотников и др., 1999]
Вд (C ₂₋₃ ?v) + Жр (P ₂ -T ₁ ž)	Кварцевый диорит (образец У-2), лейкогранит (образец У-20)	Не приведено	Rb-Sr /изохрона/	У-2: R, Fsp, Amp; У-20: R, Fsp	$423,0 \pm 8,4$	[Сотников и др., 1999]
Вд (C ₂₋₃ ?v) (?)	Монцодиорит (образец 17-1279)	Борт долины р. Чем, около д. Желтоногино (Ю часть УМ)	U-Pb (LA-ICP-MS) / $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст пересечения с конкордией/	Zr	$430,6 \pm 3,4$	[Жимулев и др., 2018]
Жр (P ₂ -T ₁ ž) (?)	Гранит-порфир (образец Т-16)	Дайка в лейкогранитах в СВ части УМ (Лебедевский карьер)	^{40}Ar - ^{39}Ar / ^{40}Ar - ^{39}Ar плато/	Pl	$258,7 \pm 5,0$	[Сотников и др., 1999]

Комплекс ¹	Порода	Положение	Метод датирования /метод расчета/	Материал для датирования ²	Возраст, млн лет	Источник
Жр (P ₂ -T ₁ ž) (?)	Гранит биотитовый (образец 17-1284-2)	Дайка в гранодиоритах 17-1284-1 в СВ части УМ (Лебедевский карьер)	U-Pb (LA-ICP-MS) / ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb возраст пересечения с конкордией/	Zr	426,7±2,8	Жимулев и др., 2018]
Жр (P ₂ -T ₁ ž) (?)	Гранодиорит (образец 17-1284-1)	СВ части УМ (Лебедевский карьер)	U-Pb (LA-ICP-MS) / ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb возраст пересечения с конкордией/ ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar / ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar плато/	Zr Bt	423,4 ± 4,9 423,0 ± 7,9	Жимулев и др., 2018] [Жимулев и др., 2020]
Жр (P ₂ -T ₁ ž)	Лейкогранит (образец 14-277)	Гора Улантова (С часть УМ)	U-Pb (LA-ICP-MS) /средневзвешенный ? / конкордантный ? / ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст/	Zr	441,2 ± 8,7 413,3 ± 7,0 (выборка с исключенными более древними возрастными)	[Жимулев и др., 2018] [Жимулев и др., 2018, 2020]

Примечание. Комплекс¹ – привязка к комплексам дана в соответствии с актуальной серийной легендой и подготовленным на ее основе геологическим картам [Беляев, 2015; Беляев, Нечаев, 2015]: Вд (C₂₋₃?v) – выдрихинский комплекс; Жр (P₂-T₁ž) – жерновский комплекс. УМ – Улантовский массив. Материал для датирования²: R – порода; Fsp – полевой шпат; Amp – амфибол; Bt – биотит; Zr – циркон; Pl – плагиоклаз.

Note. Комплекс¹ (Complex¹) – complexes are given in accordance with the current regional legend and the latest generation of geological maps [Belyaev, 2015; Belyaev, Nechaev, 2015]: Вд (C₂₋₃?v) – Vydrikhinsky Complex; Жр (P₂-T₁ž) – Zhernovsky Complex. УМ – Ulantovsky pluton. Материал для датирования² (material for dating²): R – whole rock; Fsp – feldspar; Amp – amphibole; Bt – biotite; Zr – zircon; Pl – plagioclase.

Образцы и методы исследования

Образцы магматических пород для исследований были отобраны из природных обнажений и открытых горных выработок в пределах Улантовского массива (рис. 2). Геологические наблюдения производились в шести точках наблюдения (ТН): (1) Лебедевский карьер в СВ части массива (ТН UL01: лейкограниты UL01-1 жерновского комплекса рассекаются и ороговиковываются дайками кварцевых монзонитов UL01-2 видимой мощностью до 2,5 м); (2) вершина горы Улантовой (ТН UL02: коренные выходы лейкогранитов UL02-1, UL02-2, UL02-3 жерновского комплекса); (3) правый борт р. Чем, около д. Желтоногино (ТН UL03: кварцевые монзониты UL03-1 выдрихинского комплекса скарнируют вмещающих карбонатно-терригенные породы; в монзонитах присутствуют ксенолиты лейкогранитов UL03-4 жерновского комплекса); (4), (5) старые канавы в районе Верх-Чемского рудопоявления (ТН UL04: плагиограниты UL04-1 и гранодиориты UL04-2; ТН UL07: гранодиориты UL07-1; породы предположительно относятся к выдрихинскому комплексу); (6) центральная часть массива (ТН UL06: плагиограниты UL06-1 предположительно выдрихинского комплекса).

Аналитические исследования были выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований

СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН) (г. Новосибирск). Содержание пороодообразующих окислов определялись методом силикатного рентгенофлуоресцентного анализа с помощью рентгеновского спектрометра ARL-9900-XP (Thermo Electron Corporation). Погрешность определения была оценена как ± 2 % для всех окислов. Пределы обнаружения составили 0,05 мас. % для MgO, 0,04 мас. % для Na₂O и 0,01 мас. % для остальных оксидов. Полученные данные по пороодообразующим окислам были пересчитаны на сухой остаток, и эти пересчитанные значения были использованы при обсуждении петрохимических характеристик пород. Валовые содержания редких и рассеянных элементов определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Германия) по методикам [Николаева и др., 2008, 2012].

Цирконы для U-Pb датирования и геохимических исследований были отобраны из 5 проб магматических пород с помощью методов магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Изучение морфологии и внутреннего строения цирконов проводилось под биноклем и на сканирующих катодолюминесцентных микроскопах JEOL JSM 6510LV и LEO 1430VP с приставкой Detector Centaurus. Изотопное U-Pb датирование было выполнено методом LA-ICP-MS с помощью масс-спектрометра высокого

разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac). В качестве стандартов использовались NIST SRM612, Plesovice и GJ-1. Диаметр лазерного пучка составлял 25 мкм при частоте повторения импульсов 5 Гц и плотности энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Точки анализа располагались в краевых частях зерен цирконов. Последующая обработка результатов анализов проводилась с помощью программного пакета GLITTER. Ошибки изотопных отношений и возрастов даны для уровня 1σ. Для построения U-Pb диаграмм с конкордией использовался макрос IsoplotR. Содержание редких и рассеянных элементов в цирконах изучались в тех же зернах, для которых было проведено U-Pb датирование. Прибор и аналитическая процедура соответствуют таковой для U-Pb геохронологических исследований. Редкие и рассеянные элементы были калиброваны с использованием стандарта NIST SRM610 и Si как внутреннего стандарта. Чтобы избежать контаминации минеральными/флюидными включениями, геохимические данные, показывающие обогащение легкими редкоземельными элементами ($La > 0,1$ г/т [Zou et al., 2019; Ni et al., 2020]; $Pr_{CN} > 10$ [Cavosie et al., 2006]), а также Ca и P, были исключены из рабочей выборки.

Краткая петрографическая характеристика гранитоидов

Биотит-содержащие лейкограниты (образцы UL01-1, UL02-1, UL02-2, UL02-3, UL03-4) основной части Улантовского массива представлены однообразными розовато-серыми, мелко-среднезернистыми, порфировидными или равномернозернистыми породами. В порфировидных разностях вкрапленники сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем (рис. 3, *a*). Лейкограниты сложены плагиоклазом (30–40 об. %), калиевым полевым шпатом (25–35 %), кварцем (30–35 %) и биотитом (1–3 %) (рис. 3, *a*, *b*). Среди аксессуарных минералов отмечаются магнетит, циркон, апатит.

Биотит-клинопироксен-амфиболовые кварцевые монцитоны (образец UL01-2), слагающие дайки в северо-восточной части Улантовского массива, прорывающие лейкограниты наиболее ранней фазы внедрения, представлены зеленовато-серыми среднезернистыми породами с порфировидной структурой (рис. 3, *c*). Среди вкрапленников доминирует плагиоклаз, значительно реже отмечаются зерна калиевого полевого шпата и кварца. Минеральный состав породы: клинопироксен (4 %), амфибол (9 %), биотит (2 %), плагиоклаз (45 %), калиевый полевой шпат (30 %), кварц (10 %). Аксессуарные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом и редким титанитом.

Биотит-амфиболовые кварцевые монцитоны (образец UL03-1), слагающие интрузию в южной части Улантовского массива, характеризуются серым цветом и средне-мелкозернистой порфировидной структурой. Порфировые вкрапленники сложены преимущественно плагиоклазом, редко фиксируется калиевый полевой шпат. Породы состоят из амфибола (10 %), биотита (5 %), плагиоклаза (48 %), калиевого полевого шпата (30 %) и кварца (7 %) (рис. 3, *d*). Отмечаются единичные зерна клинопироксена, замещаемого амфиболом. Среди аксессуарных фаз присутствуют магнетит, апатит и циркон.

Амфибол-биотитовые гранодиориты (образцы UL04-2, UL07-1), слагающие интрузию в центральной части Улантовского массива, представлены породами буровато-серого или серого цвета, мелко-среднезернистыми, порфировидными. Вкрапленники сложены преимущественно плагиоклазом, редко отмечаются калиевый полевой шпат и амфибол. Породы сложены амфиболом (2 %), биотитом (5 %), плагиоклазом (50–58 %), калиевым полевым шпатом (15–20 %) и кварцем (20–22 %) (см. рис. 3, *e*). Аксессуарные минералы представлены магнетитом, цирконом и апатитом.

Биотит-амфиболовые плагиограниты (образцы UL04/1, UL06-1), слагающие интрузию в центральной и восточной частях Улантовского массива, представлены породами серого или буровато-серого цвета, мелко-среднезернистыми, порфировидными. Вкрапленники сложены плагиоклазом. Минеральный состав пород: амфибол (6–7 %), биотит (2–3 %), плагиоклаз (54–55 %), калиевый полевой шпат (5–6 %) и кварц (30–32 %) (см. рис. 3, *f*). Среди аксессуарных минералов отмечаются магнетит, циркон и апатит.

Результаты U-Pb датирования гранитоидов

Цирконы, выделенные из гранитоидов Улантовского массива, обладают коротко- или длиннопризматическим габитусом, размер кристаллов варьирует от 50 до 300 мкм. Большая часть зерен характеризуется отчетливо выраженной осцилляторной зональностью, часто со слабо зональными центральными частями (рис. 4). Величина Th/U отношения варьирует в диапазоне 0,25–0,77 для всех изученных зерен (табл. 2). Эти значения, совместно с особенностями внутреннего строения, сопоставимы с характеристиками цирконов магматического генезиса [Belousova et al., 2002; Ni et al., 2020].

Конкордантный ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст биотит-содержащего лейкогранита UL01-1, рассчитанный по 10 точкам, составил $426,0 \pm 1,8$ млн лет (рис. 4, *a*). Полученный возраст соответствует лудловской эпохе позднего силура и был интерпретирован как время кристаллизации лейкогранитов основной фазы Улантовского массива.

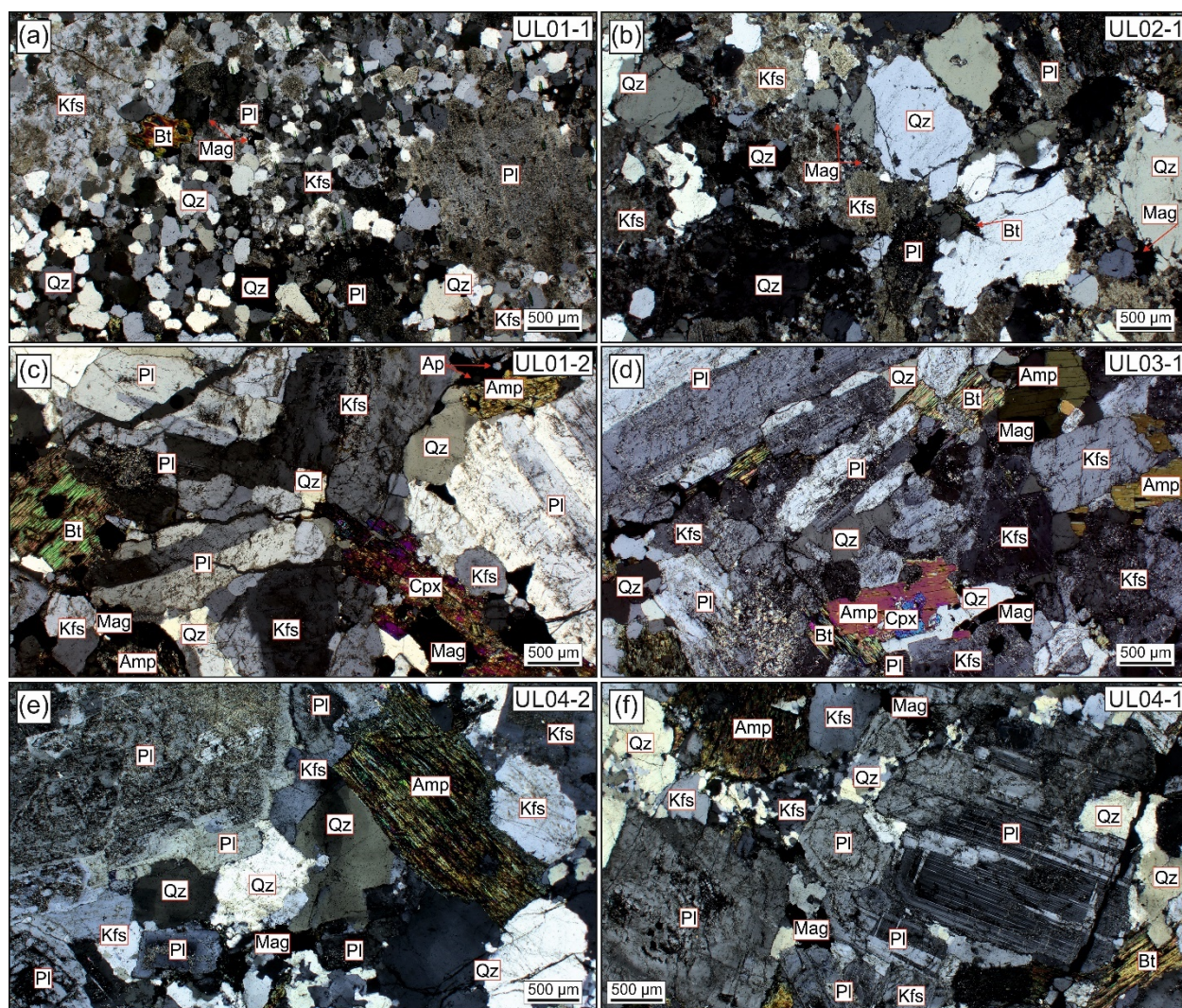


Рис. 3. Микрофотографии, показывающие петрографические характеристики гранитоидов Улантовского массива (никколи скрещены, проходящий свет)

(a) Порфировидный Bt-содержащий лейкогранит из Лебедевского карьера на северо-восточной окраине массива (образец UL01-1); (b) Мелко-среднезернистый Bt-содержащий лейкогранит из северной части массива (г. Улантова) (образец UL02-1); (c) Порфировидный Bt-Cpx-Amp кварцевый монзонит из дайки, секущей лейкогранит UL01-1 в Лебедевском карьере (образец UL01-2); (d) Порфировидный Bt-Amp кварцевый монзонит из южной окраины массива (образец UL03-1); (e) Порфировидный Amp-Bt гранодиорит из центральной части массива (образец UL04-2); (f) Порфировидный Bt-Amp плагиогранит из центральной части массива (образец UL04-1). Cpx – клинопироксен; Amp – амфибол; Bt – биотит; Pl – плагиоклаз; Kfs – калишпат; Qz – кварц; Mag – магнетит; Ap – апатит

Fig. 3. Photomicrographs showing the petrographic characteristics of granitoids from the Ulantovsky pluton (cross polar, transmitted light)

(a) Porphyritic Bt-bearing leucogranite from the northeastern margin of the pluton (the Lebedevsky open pit) (sample UL01-1); (b) Fine-to-medium-grained Bt-bearing leucogranite from the northern part of the pluton (Mt Ulantova) (sample UL02-1); (c) Porphyritic Bt-Cpx-Amp quartz monzonite from the dike that cuts leucogranite UL01-1 in the Lebedevsky open pit (sample UL01-2); (d) Porphyritic Bt-Amp quartz monzonite from the southern margin of the pluton (sample UL03-1); (e) Porphyritic Amp-Bt granodiorite from the central part of the pluton (sample UL04-2); (f) Porphyritic Bt-Amp plagiogranite from the central part of the pluton (sample UL04-1). Cpx – clinopyroxene; Amp – amphibole; Bt – biotite; Pl – plagioclase; Kfs – K-feldspar; Qz – quartz; Mag – magnetite; Ap – apatite

Конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст кварцевого монзонита UL03-1, рассчитанный по 10 точкам, составил $417,0 \pm 1,8$ млн лет (рис. 4, b). Полученный возраст соответствует лохковскому веку раннего девона и был интерпретирован как возраст

кристаллизации биотит-амфиболовых кварцевых монзонитов, слагающих интрузию в южной части Улантовского массива. Конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст кварцевого монзонита UL01-2, рассчитанный по 12 точкам, составил $414,3 \pm 1,7$ млн лет (рис. 4, c).

Полученный возраст соответствует лохковскому веку раннего девона и был интерпретирован как возраст кристаллизации биотит-клинопироксен-амфиболовых кварцевых монцонитов, слагающих дайки в северо-западной части Улантовского массива. Конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст гранодиорита UL04-2, рассчитанный по 12 точкам, составил $418,0 \pm 1,6$ млн лет (рис. 4, d). Полученный возраст соответствует лохковскому веку раннего девона и был интерпретирован как возраст кристаллизации амфибол-

биотитовых гранодиоритов, слагающих интрузию в центральной части Улантовского массива. Конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст плагиогранита UL04-1, рассчитанный по 24 точкам, составил $411,7 \pm 1,1$ млн лет (рис. 4, e). Полученный возраст соответствует лохковскому веку раннего девона и был интерпретирован как возраст кристаллизации биотит-амфиболовых плагиогранитов, слагающих интрузию в центральной и восточной частях Улантовского массива.

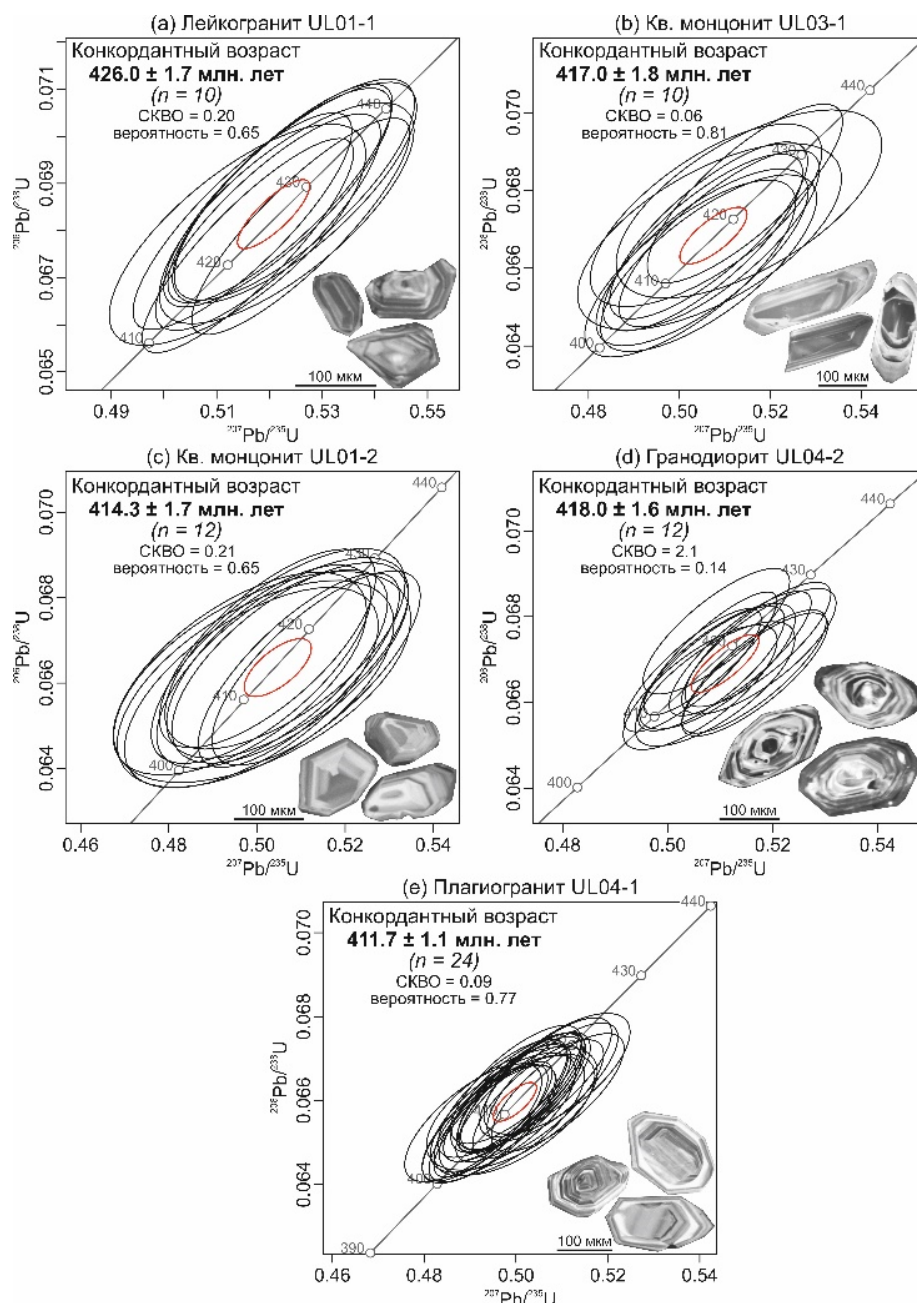


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидов Улантовского массива с катодолуминесцентными изображениями типичных анализируемых цирконов

Fig. 4. Zircon U-Pb Concordia diagrams for granitoids from the Ulantovsky pluton with cathodoluminescence images of typical examined zircon grains

Таблица 2

Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов из гранитоидов Улантовского массива

Table 2

Results of U-Pb LA-ICP-MS dating of zircons from granitoids of the Ulantovsky pluton

Точка	Содержания, г/г		Th/U	²⁰⁶ Pb, г/г	Изотопные отношения						Возраст, млн лет			
	Th	U			^{Pb207} / ^{Pb206}	± 1σ	^{Pb207} /U ²³⁵	± 1σ	^{Pb206} /U ²³⁸	± 1σ	^{Pb207} / ^{Pb206}	± 1σ	^{Pb206} /U ²³⁸	± 1σ
Лейкогранит биотит-содержащий (образец UL01-1); 426,0 ± 1,8 млн лет (n = 10; CKBO = 0,20)														
1.1	151	270	0,56	18,46	0,0556	0,0013	0,5233	0,0099	0,0684	0,0010	435,8	51,0	426,3	5,8
2.1	228	296	0,77	20,37	0,0551	0,0012	0,5220	0,0087	0,0688	0,0010	416,9	46,9	428,9	5,7
3.1	266	430	0,62	29,10	0,0554	0,0012	0,5159	0,0082	0,0677	0,0009	426,7	45,5	422,2	5,6
4.1	120	310	0,39	21,11	0,0554	0,0012	0,5197	0,0087	0,0682	0,0009	427,1	47,2	425,2	5,7
5.1	102	396	0,26	26,94	0,0561	0,0012	0,5260	0,0085	0,0681	0,0009	456,0	46,0	424,7	5,7
6.1	163	354	0,46	24,36	0,0553	0,0012	0,5247	0,0093	0,0689	0,0010	425,9	48,9	429,3	5,8
7.1	53	120	0,44	8,14	0,0550	0,0013	0,5140	0,0100	0,0679	0,0010	410,9	51,7	423,6	5,8
8.1	98	358	0,27	24,39	0,0548	0,0012	0,5149	0,0085	0,0682	0,0009	405,6	46,9	425,3	5,7
9.1	91	261	0,35	17,98	0,0554	0,0013	0,5248	0,0095	0,0688	0,0010	428,3	49,4	428,9	5,8
10.1	97	269	0,36	18,48	0,0551	0,0012	0,5215	0,0088	0,0687	0,0010	417,8	47,3	428,3	5,7
Биотит-амфиболовый кварцевый монцит (образец UL03-1); 417,0 ± 1,8 млн лет (n = 10; CKBO = 0,06)														
1.1	50	118	0,43	7,95	0,0546	0,0014	0,5058	0,0104	0,0674	0,0010	393,7	54,4	420,2	5,8
2.1	209	307	0,68	20,88	0,0550	0,0012	0,5144	0,0088	0,0679	0,0009	412,9	47,3	423,6	5,7
3.1	51	116	0,44	7,83	0,0553	0,0015	0,5153	0,0120	0,0677	0,0010	425,2	59,1	422,0	6,0
4.1	35	91	0,38	6,11	0,0551	0,0015	0,5066	0,0119	0,0668	0,0010	415,5	59,5	416,9	5,9
5.1	177	261	0,68	17,40	0,0551	0,0012	0,5052	0,0090	0,0667	0,0009	414,2	48,6	416,0	5,6
6.1	95	183	0,52	12,10	0,0553	0,0013	0,5050	0,0095	0,0663	0,0009	425,7	50,8	413,7	5,6
7.1	74	207	0,36	13,85	0,0549	0,0012	0,5064	0,0089	0,0670	0,0009	409,4	48,7	417,9	5,6
8.1	223	327	0,68	21,80	0,0554	0,0012	0,5087	0,0090	0,0668	0,0009	426,2	48,7	416,6	5,6
9.1	64	176	0,37	11,61	0,0553	0,0013	0,5023	0,0095	0,0660	0,0009	423,8	50,7	412,0	5,6
10.1	70	184	0,38	12,17	0,0556	0,0013	0,5064	0,0097	0,0661	0,0009	437,1	51,4	412,8	5,6
Биотит-клинопироксен-амфиболовый кварцевый монцит (образец UL01-2); 414,3 ± 1,7 млн лет (n = 12; CKBO = 0,21)														
1.1	57	145	0,39	9,69	0,0546	0,0013	0,5024	0,0100	0,0668	0,0010	396,5	53,4	416,9	5,7
2.1	38	93	0,40	6,22	0,0551	0,0014	0,5064	0,0111	0,0668	0,0010	414,4	56,7	416,9	5,8
3.1	38	95	0,40	6,34	0,0553	0,0015	0,5069	0,0112	0,0666	0,0010	424,0	57,1	415,6	5,8
4.1	36	88	0,41	5,83	0,0544	0,0015	0,4961	0,0118	0,0662	0,0010	388,2	60,8	413,4	5,9
5.1	40	102	0,39	6,77	0,0555	0,0014	0,5075	0,0110	0,0665	0,0010	430,5	56,1	414,8	5,8
6.1	44	114	0,38	7,59	0,0551	0,0014	0,5034	0,0107	0,0663	0,0010	417,1	55,4	414,0	5,8
7.1	37	92	0,40	6,11	0,0550	0,0017	0,5012	0,0138	0,0661	0,0010	413,8	67,6	412,9	6,1
8.1	129	239	0,54	15,76	0,0550	0,0016	0,4997	0,0128	0,0660	0,0010	412,5	64,1	411,9	6,0
9.1	32	78	0,41	5,17	0,0550	0,0015	0,4987	0,0118	0,0659	0,0010	411,2	59,8	411,3	5,8
10.1	154	240	0,64	15,93	0,0558	0,0013	0,5095	0,0093	0,0663	0,0009	444,8	49,9	413,8	5,6
11.1	61	151	0,40	10,01	0,0548	0,0014	0,5010	0,0102	0,0664	0,0010	402,7	54,0	414,7	5,7
12.1	64	185	0,35	12,27	0,0562	0,0013	0,5134	0,0097	0,0664	0,0009	459,7	51,4	414,1	5,7
Амфибол-биотитовый гранодиорит (образец UL04-2); 418,0 ± 1,6 млн лет (n = 12; CKBO = 2,1)														
1.1	72	222	0,32	14,92	0,0560	0,0013	0,5174	0,0097	0,0672	0,0010	449,9	50,3	419,2	5,8
2.1	65	178	0,37	11,79	0,0557	0,0013	0,5090	0,0101	0,0664	0,0010	438,7	52,1	414,6	5,8
3.1	132	527	0,25	35,41	0,0550	0,0012	0,5082	0,0084	0,0671	0,0010	411,5	46,3	418,9	5,7
4.1	182	378	0,48	25,23	0,0562	0,0012	0,5165	0,0091	0,0667	0,0010	460,9	48,4	416,4	5,8
5.1	126	420	0,30	28,20	0,0556	0,0012	0,5138	0,0089	0,0671	0,0010	436,1	47,6	418,9	5,8
6.1	147	428	0,34	28,56	0,0549	0,0012	0,5048	0,0086	0,0668	0,0010	409,9	47,3	416,5	5,7
7.1	67	254	0,26	17,21	0,0547	0,0012	0,5093	0,0092	0,0677	0,0010	400,1	48,7	422,0	5,9
8.1	133	332	0,40	22,33	0,0558	0,0012	0,5172	0,0092	0,0674	0,0010	443,9	48,3	420,1	5,8
9.1	127	333	0,38	22,22	0,0563	0,0013	0,5166	0,0092	0,0667	0,0010	464,1	48,8	415,9	5,8
10.1	61	200	0,31	13,29	0,0554	0,0013	0,5062	0,0097	0,0664	0,0010	429,3	50,8	414,1	5,8
11.1	98	278	0,35	18,58	0,0553	0,0012	0,5083	0,0092	0,0668	0,0010	424,0	48,8	416,8	5,9
12.1	71	235	0,30	15,73	0,0554	0,0013	0,5095	0,0098	0,0668	0,0010	427,3	51,0	417,1	5,8
Биотит-амфиболовый плагиогранит (образец UL04-1); 411,7 ± 1,1 млн лет (n = 24; CKBO = 0,09)														
1.1	66	193	0,34	12,81	0,05471	0,00127	0,50003	0,00938	0,06638	0,00093	400,1	51,4	414,3	5,7
2.1	103	235	0,44	15,62	0,05553	0,00128	0,50795	0,00940	0,06644	0,00093	433,2	50,2	414,7	5,7
3.1	41	140	0,29	9,20	0,05496	0,00139	0,49719	0,01044	0,06571	0,00094	410,3	54,8	410,3	5,7
4.1	100	193	0,52	12,75	0,05492	0,00131	0,50048	0,00969	0,06618	0,00094	409,1	51,6	413,1	5,7
5.1	66	223	0,30	14,84	0,05527	0,00128	0,50644	0,00948	0,06655	0,00094	423,1	50,5	415,3	5,7
6.1	134	434	0,31	28,44	0,05485	0,0012	0,49501	0,00850	0,06555	0,00091	406,0	48,0	409,3	5,5
7.1	74	256	0,29	16,88	0,05515	0,00125	0,50058	0,00902	0,06593	0,00092	418,0	49,1	411,6	5,6
8.1	61	176	0,35	11,67	0,05503	0,00129	0,50174	0,00952	0,06622	0,00093	413,5	50,9	413,3	5,7

Точка	Содержания, г/т		Th/U	²⁰⁶ Pb, г/т	Изотопные отношения						Возраст, млн лет			
	Th	U			Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	± 1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	± 1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	± 1σ	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	± 1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	± 1σ
9.1	84	240	0,35	15,83	0,05552	0,00129	0,50483	0,00941	0,06604	0,00093	432,9	50,4	412,3	5,6
10.1	117	298	0,39	19,68	0,05503	0,00123	0,50103	0,00891	0,06613	0,00092	413,4	48,7	412,8	5,6
11.1	91	279	0,33	18,37	0,05483	0,00124	0,49775	0,00894	0,06594	0,00092	405,1	49,4	411,7	5,6
12.1	35	117	0,30	7,69	0,05516	0,00143	0,49854	0,01080	0,06564	0,00095	418,6	56,1	409,9	5,7
13.1	68	173	0,39	11,31	0,05444	0,00133	0,49067	0,00985	0,06547	0,00093	389,2	53,7	408,8	5,6
14.1	25	80	0,32	5,29	0,05508	0,00157	0,49910	0,01229	0,06581	0,00097	415,5	61,9	410,9	5,9
15.1	96	224	0,43	14,78	0,05485	0,00126	0,49810	0,00917	0,06595	0,00093	406,2	50,3	411,7	5,6
16.1	33	105	0,31	6,87	0,05533	0,00147	0,50021	0,01120	0,06566	0,00095	425,5	57,5	410,0	5,8
17.1	94	204	0,46	13,34	0,05491	0,00126	0,49480	0,00907	0,06545	0,00092	408,4	50,2	408,7	5,6
18.1	100	236	0,42	15,45	0,05472	0,00125	0,49326	0,00902	0,06547	0,00092	400,1	50,9	408,8	5,6
19.1	78	209	0,37	13,86	0,05586	0,00130	0,50906	0,00955	0,06619	0,00093	446,4	50,7	413,2	5,6
20.1	86	241	0,36	15,94	0,05494	0,00124	0,50066	0,00897	0,06619	0,00093	409,6	49,0	413,2	5,6
21.1	80	221	0,36	14,65	0,05500	0,00123	0,50148	0,00892	0,06622	0,00092	412,3	48,7	413,4	5,6
22.1	63	182	0,35	12,02	0,05466	0,00127	0,49710	0,0093	0,06605	0,00093	398,4	50,9	412,3	5,6
23.1	38	131	0,29	8,59	0,05485	0,00131	0,49416	0,00966	0,06544	0,00093	406,1	52,4	408,6	5,6
24.1	48	134	0,36	8,90	0,05546	0,00138	0,50890	0,01052	0,06664	0,00095	430,6	54,3	415,9	5,8

Краткая петрохимическая характеристика гранитоидов

Лейкограниты основной фазы Улантовского массива (рис. 5, *a*) представлены нормально- и умеренно-щелочными разностями, принадлежащими к высоко-калиевой известково-щелочной серии (табл. 3). Породы отличаются высокими содержаниями SiO₂ и Fe₂O₃ при низких концентрациях MgO и CaO (табл. 3) и относятся к железистым ([FeO^t/(FeO^t+MgO)] = 0,83–0,92), фракционированным ((K₂O+Na₂O)/CaO = 7–20; Zr+Nb+Ce+Y = 144–233 г/т), пералюминиевым гранитоидам I-типа (A/CNK = 1,0–1,1; A/NK = 1,1–1,3).

Они характеризуются низкими отношениями Sr/Y (5–14) (см. рис. 5, *b*), выраженными отрицательными Eu аномалиями (Eu/Eu* = 0,4–0,6) на спектрах распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (см. рис. 5, *c*), и Sr минимумами на мультиэлементных спайдерграммах (рис. 5, *d*). Лейкограниты показывают низкие значения 1000(Eu/Eu*)/Y и высокие значения 100[(Rb/Sr)/FeO*] при низких (Sr/Y)/Y отношениях (рис. 6).

Кварцевые монцитониты, гранодиориты и плагиограниты, прорывающие лейкограниты основной фазы в виде интрузий и даек (рис. 5, *a*), относятся к известково-щелочной серии (табл. 3). Они обогащены Fe₂O₃, обеднены MgO и CaO и представлены железистыми ([FeO^t/(FeO^t+MgO)] = 0,74–0,81), нефракционированными ((K₂O+Na₂O)/CaO = 2–7; Zr+Nb+Ce+Y = 130–165 г/т) разностями с петрохимическими характеристиками метаалюминиевых гранитоидов I-типа для интрузии кварцевых монцитонитов (A/CNK = 0,9; A/NK = 2,1) до пералюминиевых гранитоидов S-типа в интрузии плагиогранитов (A/CNK ~1,2; A/NK = ~1,9). Гранитоиды, слагающие интрузии, показывают повышенные значения Sr/Y (от 27 в

кварцевых монцитонитах до 29–43 в гранодиоритах и 77–89 в плагиогранитах) (рис. 5, *b*). Они характеризуются варьирующими Eu аномалиями (Eu/Eu* от 0,6–0,9 до 1,0–1,4) (рис. 5, *c*) и положительными Sr аномалиями на мультиэлементных спайдерграммах (рис. 5, *d*), контрастно разделяясь на Sr/Y–10000*(Eu/Eu*)/Y и 100*[(Rb/Sr)/FeO*]–(Sr/Y)/Y диаграммах (рис. 6). Кварцевые монцитониты, слагающие секущие дайки в лейкогранитах основной фазы, отличаются высокими концентрациями Zr, Nb, Ce и Y (табл. 3), сопоставимые с гранитоидами А-типа ((K₂O+Na₂O)/CaO = 1,7; Zr+Nb+Ce+Y = 659 г/т) и низкими значениями Sr/Y = 12 (рис. 5, *b*). Для них характерны выраженные отрицательные Eu аномалии (Eu/Eu* = 0,6) (рис. 5, *c*), Sr минимум (рис. 5, *d*) и низкие значения 10000(Eu/Eu*)/Y, 100[(Rb/Sr)/FeO*] и (Sr/Y)/Y (рис. 6). При этом все гранитоиды Улантовского массива показывают сходный характер распределения редких и рассеянных элементов, выраженный в обогащении пород крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba), Th и U и обеднении Ta, Nb и Ti (рис. 5, *d*).

Геохимические характеристики цирконов

Изученные цирконы из гранитоидов Улантовского массива характеризуются типичными для магматических цирконов хондрит-нормированными спектрами распределения РЗЭ, обедненными легкими и обогащенными тяжелыми редкоземельными элементами, с выраженными положительными Ce и отрицательными Eu аномалиями (рис. 7, *a, b*) [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Цирконы из лейкогранитов основной фазы характеризуются варьирующими содержаниями Ti (4,5–19,0 г/т) (табл. 4), коррелируемыми с их довольно высокой температурой кристаллизации ([Watson et al.,

2006]) 675–801 °C, отношениями $Yb/Dy = 3,0–4,7$ и Eu/Eu^* ($Eu/Eu^* = (Eu)_{CN}/[(Sm)_{CN} \times (Gd)_{CN}]^{0,5} = 0,23–0,38$ и значениями ΔFMQ ([Loucks et al., 2020]) (–0,17)–(+1,27) (ср. +0,60) (рис. 7, с, d). Среди гранитоидов более поздних интрузивных фаз Улантовского массива кварцевые монцониты и гранодиориты показывают наиболее высокие содержания Ti и температуры кристаллизации цирконов (697–778 °C при 6–15 г/т Ti для

монцонитов интрузии, 757–806 °C при 12–20 г/т Ti для монцонитов даек и 683–790 °C при 5–17 г/т Ti для гранодиоритов). Цирконы из этих пород также характеризуются пониженными отношениями $Yb/Dy = 2,7–5,8$ и $Eu/Eu^* = 0,12–0,46$ и значениями $\Delta FMQ = (–0,92) – (+0,65)$ (ср. (–1,20) для монцонитов интрузии, ср. (+0,36) для монцонитов даек и ср. (+0,04) для гранодиоритов) (табл. 4) (рис. 7, с, d).

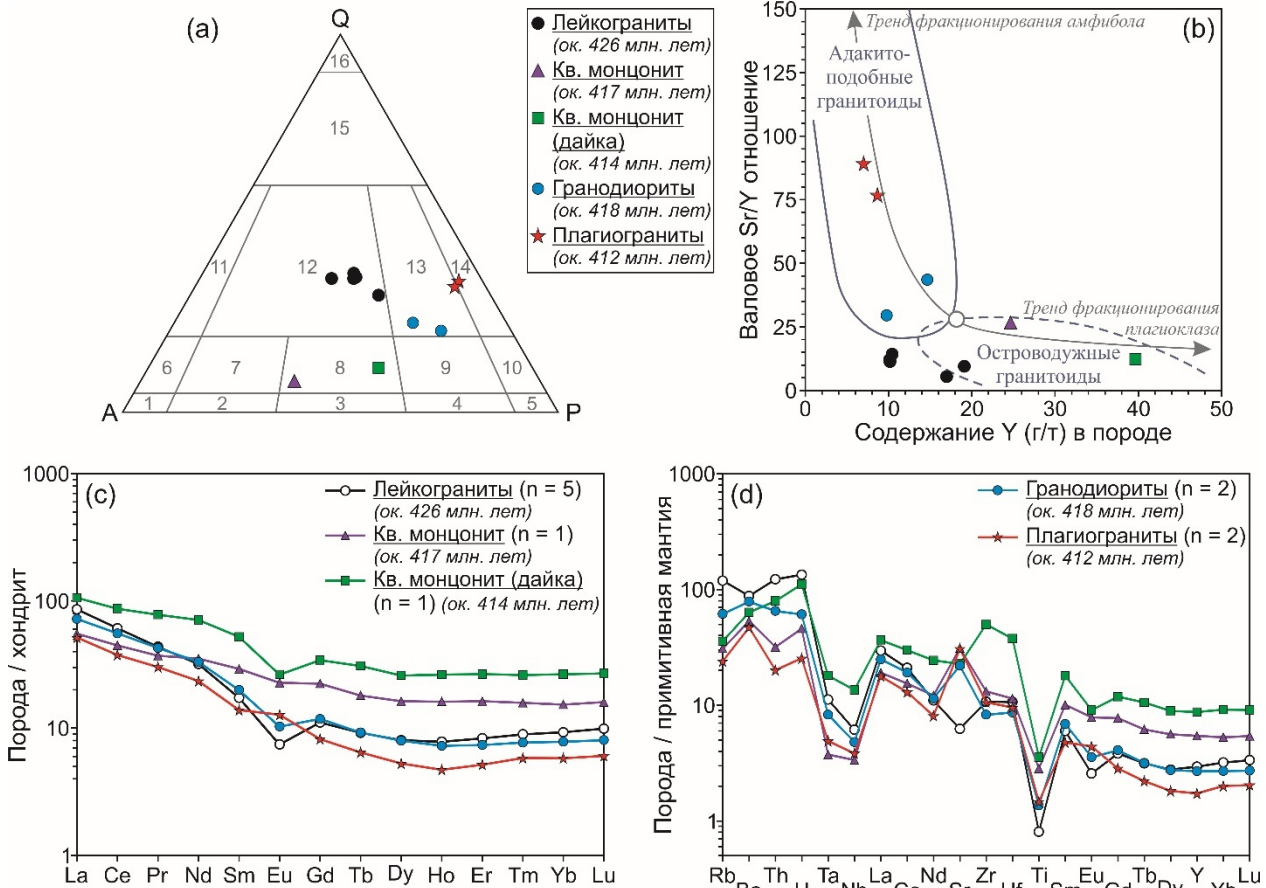


Рис. 5. Минералогические и геохимические характеристики гранитоидов разных фаз внедрения Улантовского массива

(a) Классификация гранитоидов на QAPF диаграмме [Le Bas, Streckeisen, 1991], базирующейся на модальных содержаниях кварца (Q), щелочного полевого шпата (A) и плагиоклаза (P). Изучаемые породы располагаются в поле кварцевых монцонитов (8), гранитов (12), гранодиоритов (13) и тоналитов (14); (b) Диаграмма Sr/Y – Y для гранитоидов Улантовского массива [Defant, Drummond, 1990]. Поле адакито-подобных пород по [Richards, Kerrich, 2007], поле островодужных гранитоидов по [Defant, Drummond, 1993]; (c, d) Распределения редкоземельных элементов, нормированных на состав хондрита (c) и спайдерграммы редких и рассеянных элементов, нормированных на состав примитивной мантии (d) для изучаемых гранитоидов. Состав хондрита и примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 5. Mineralogical and geochemical characteristics of granitoids from different intrusive phases of the Ulanovsky pluton

(a) QAPF ternary diagram ([Le Bas, Streckeisen, 1991]) to classify the studied granitoids from their quartz (Q), alkali feldspars (A), and plagioclase feldspars (P) content. The examined rocks are found in the fields of quartz monzonite (8), granite (12), granodiorite (13), and tonalite (14); (b) Diagram of Sr/Y – Y for the Ulanovsky granitoids [Defant, Drummond, 1990]. The compositional field of Adakite-like granitoids is from [Richards, Kerrich, 2007], and the compositional field of Arc granitoids is from [Defant, Drummond, 1993]; (c, d) Chondrite-normalized rare earth element (c) and spidergram patterns of rare and scattered elements, normalized to the composition of primitive mantle (d) for the studied granitoids. Normalization values for chondrite and primitive mantle are from [Sun, McDonough, 1989]

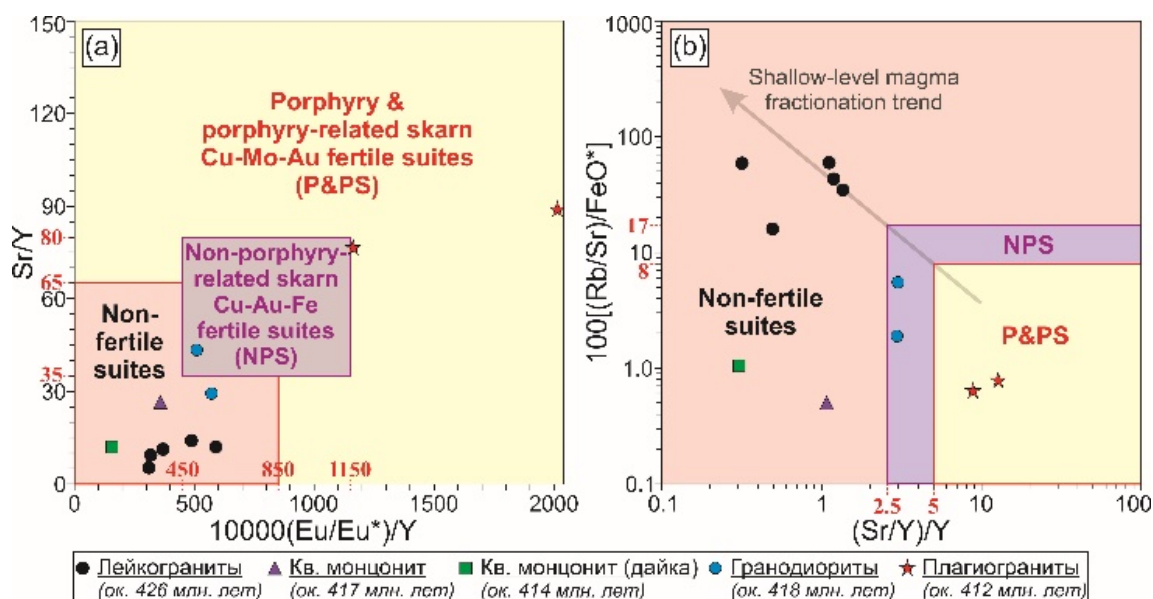


Рис. 6. Составы гранитоидов разных фаз внедрения Улантовского массива на диаграммах (a) $Sr/Y-10000*(Eu/Eu^*)/Y$ и (b) $100*[(Rb/Sr)/FeO^*]-(Sr/Y)/Y$ (по [Svetlitskaya, Nevolko, 2022])

Поле «Porphyry & porphyry-related skarn Cu-Mo-Au fertile suites (P&PS)» включает гранитоиды, генетически связанные с продуктивными Cu-Mo-Au порфировыми и порфирово-скарновыми системами. Поле «Non-porphyry-related skarn Cu-Au-Fe fertile suites (NPS)» включает гранитоиды, продуцирующие скарновые Cu-Au-Fe месторождения, не связанные с порфировыми системами. Поле «Non-fertile suites» включает неминерализованные гранитоиды, потенциально неспособные генерировать экономически значимую порфирово-скарновую и скарновую минерализацию

Fig. 6. Compositions of granitoids from different intrusive phases of the Ulantovsky pluton in the plots of (a) $Sr/Y-10000*(Eu/Eu^*)/Y$ and (b) $100*[(Rb/Sr)/FeO^*]-(Sr/Y)/Y$ (after [Svetlitskaya, Nevolko, 2022])

The field of «Porphyry & porphyry-related skarn Cu-Mo-Au fertile suites (P&PS)» includes granitic suites genetically linked with productive Cu-Mo-Au porphyry and porphyry-related skarn systems. The field of «Non-porphyry-related skarn Cu-Au-Fe fertile suites (NPS)» includes granitic suites producing economic non-porphyry-related Cu-Au-Fe skarn deposits. The field of «Non-fertile suites» includes barren granitic suites that are potentially incapable of producing economically viable porphyry-skarn and skarn mineralizations

Таблица 3

Содержания породообразующих окислов (мас. %) и редких и рассеянных элементов (г/т) в гранитоидах Улантовского массива

Table 3

Major (wt. %) and trace element (ppm) compositions of granitoids from the Ulantovsky pluton

Порода	LG					QzM	QzM	GD		PG	
Образец	UL01-1	UL02-1	UL02-2	UL02-3	UL03-4	UL03-1	UL01-2	UL04-2	UL07-1	UL04-1	UL06-1
SiO ₂	73,09	75,81	75,20	74,95	76,00	58,21	62,19	73,52	65,63	68,05	68,73
TiO ₂	0,23	0,18	0,20	0,20	0,13	0,64	0,84	0,20	0,42	0,37	0,31
Al ₂ O ₃	13,60	12,75	12,58	12,89	12,02	18,37	18,02	14,11	16,30	16,12	16,62
Fe ₂ O ₃	2,32	1,21	1,82	1,64	1,56	6,53	4,94	2,06	4,36	3,92	3,20
MnO	0,10	0,03	0,03	0,03	0,03	0,12	0,12	0,03	0,08	0,05	0,06
MgO	0,30	0,19	0,33	0,29	0,12	2,57	1,07	0,56	1,39	1,13	0,78
CaO	1,22	0,40	0,42	1,05	0,57	6,66	4,17	1,00	3,84	2,99	3,15
Na ₂ O	4,20	3,81	3,63	3,55	2,89	4,68	5,74	4,16	4,17	4,49	4,68
K ₂ O	3,83	4,24	4,16	3,91	5,34	1,12	1,44	2,80	2,32	0,88	0,99
P ₂ O ₅	0,09	0,04	0,04	0,04	0,02	0,16	0,20	0,06	0,13	0,13	0,12
BaO	0,09	0,07	0,09	0,09	0,04	0,05	0,05	0,08	0,06	0,04	0,05
V ₂ O ₅	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
ППП	0,33	0,70	0,76	0,69	0,62	0,65	0,81	0,97	1,08	1,12	0,93
Сумма	99,39	99,42	99,25	99,32	99,34	99,78	99,59	99,55	99,76	99,28	99,61
Sc	2,61	2,31	3,19	2,85	2,89	17,14	16,22	3,30	7,68	5,54	3,95
Ti	1276,14	964,09	1146,40	1151,24	699,57	3674,53	4615,51	1141,78	2390,46	2100,00	1700,15
V	9,81	9,06	13,43	13,03	4,44	104,89	68,23	19,83	57,69	53,37	30,46
Cr	18,76	22,13	12,43	18,80	16,28	24,53	13,25	16,14	20,16	26,00	12,12
Mn	774,59	213,63	227,44	219,68	224,08	1006,58	982,17	273,29	672,92	400,00	438,03

Порода	LG					QzM	QzM	GD		PG	
Образец	UL01-1	UL02-1	UL02-2	UL02-3	UL03-4	UL03-1	UL01-2	UL04-2	UL07-1	UL04-1	UL06-1
Co	2,44	4,06	3,08	2,52	1,32	13,28	6,55	5,64	10,56	9,16	6,42
Ni	5,28	104,63	4,28	4,69	3,42	12,82	5,17	3,93	8,07	22,63	5,61
Cu	13,93	17,50	11,42	8,11	10,09	22,47	19,96	439,75	14,73	540,37	779,66
Zn	47,38	18,94	26,67	16,40	15,08	98,26	64,69	36,02	50,77	57,26	58,18
Rb	60,64	76,08	88,02	76,19	76,82	19,56	22,62	30,02	47,98	17,89	12,52
Sr	180,03	115,55	122,84	147,85	91,43	654,79	479,64	288,16	637,62	626,18	666,55
Y	19,12	10,19	10,17	10,44	16,98	24,67	39,68	9,79	14,68	7,02	8,68
Zr	164,11	110,04	104,45	100,74	120,54	147,01	556,93	77,94	107,26	132,28	105,44
Nb	6,03	4,24	4,29	4,08	3,20	2,39	9,64	3,86	2,98	2,65	2,82
Cs	1,23	1,15	1,41	1,07	1,23	1,22	1,23	1,13	1,51	2,27	1,21
Ba	740,12	549,90	721,19	705,83	351,40	372,45	442,80	640,08	456,49	275,80	381,51
La	22,48	16,04	15,84	16,33	30,88	13,09	25,05	20,52	13,62	12,45	11,96
Ce	43,55	24,21	25,87	29,18	63,11	27,32	53,07	38,89	29,04	22,75	23,24
Pr	5,07	2,79	2,48	3,00	7,33	3,51	7,40	4,40	3,68	2,88	2,85
Nd	18,63	9,00	9,14	10,69	27,04	16,40	32,99	15,35	15,60	10,32	11,55
Sm	3,47	1,61	1,58	1,79	4,78	4,46	7,97	2,68	3,42	1,98	2,25
Eu	0,65	0,19	0,29	0,29	0,74	1,32	1,53	0,43	0,76	0,80	0,68
Gd	3,03	1,51	1,37	1,71	3,77	4,60	7,04	2,08	2,78	1,50	1,88
Tb	0,47	0,22	0,23	0,26	0,52	0,67	1,14	0,28	0,40	0,22	0,25
Dy	2,79	1,43	1,51	1,58	2,89	4,13	6,57	1,60	2,44	1,21	1,46
Ho	0,62	0,33	0,32	0,36	0,60	0,92	1,50	0,32	0,51	0,24	0,30
Er	1,97	1,00	1,02	1,10	1,81	2,70	4,40	0,94	1,50	0,78	0,93
Tm	0,31	0,16	0,18	0,19	0,31	0,41	0,68	0,16	0,24	0,15	0,15
Yb	2,00	1,10	1,26	1,34	2,18	2,60	4,50	1,10	1,56	0,92	1,05
Lu	0,31	0,17	0,20	0,20	0,35	0,40	0,67	0,17	0,23	0,14	0,16
Hf	3,87	2,81	2,73	2,63	4,41	3,51	11,60	2,35	2,99	3,29	2,60
Ta	0,48	0,53	0,48	0,48	0,32	0,15	0,74	0,42	0,25	0,20	0,20
Pb	16,06	7,26	11,68	8,74	16,06	12,58	12,49	8,12	13,21	4,97	6,54
Th	7,32	10,28	9,15	9,18	16,08	2,70	6,74	5,48	5,58	1,63	1,78
U	1,98	4,18	2,47	3,23	2,22	0,96	2,33	1,08	1,48	0,53	0,54

Примечание. LG – лейкогранит; QzM – кварцевый монзонит; GD – гранодиорит; PG – плагиогранит. Во всех образцах содержания $\text{SO}_3 < 0,03$ мас. %, $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,01$ мас. % и $\text{NiO} < 0,01$ мас. %.

Note. LG – leucogranite; QzM – quartz monzonite; GD – granodiorite; PG – plagiogranite. For all samples, contents of $\text{SO}_3 < 0.03$ wt. %, $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0.01$ wt. %, and $\text{NiO} < 0.01$ wt. %.

Плагиограниты отличаются наиболее низкими содержаниями Ti и температурами кристаллизации цирконов (638–701 °C при 2,7–6,2 г/т Ti) и наиболее высокими значениями Yb/Dy = 4,2 до 6,4, Eu/Eu* = 0,35–0,51 и $\Delta\text{FMQ} = (+0,92) - (+1,60)$ (ср. (+1,23)) (табл. 4) (рис. 7, с, d). Цирконы из лейкогранитов и секущих их кварцевых монзонитов и гранодиорит характеризуются отрицательной корреляцией между температурами кристаллизации и Yb/Dy отношениями (рис. 7, с) и между значениями Eu/Eu* и ΔFMQ (рис. 7, с, d). Цирконы из плагиогранитов не показывают строгой зависимости между значениями рассчитанных температур кристаллизации, Yb/Dy, Eu/Eu* и ΔFMQ (рис. 7, с, d).

Обсуждение

Время формирования гранитоидов Улантовского массива.

По результатам геологических, петрографических, петрохимических и изотопно-геохронологических исследований в пределах Улантовского массива выделяются несколько фаз внедрения.

(1) Основная часть Улантовского массива сложена биотит-содержащими лейкогранитами с U-Pb возрастом $426,0 \pm 1,8$ млн лет (см. рис. 4, а), соответствующим лудловской эпохе позднего силура. В соответствии с актуальной серийной легендой лейкограниты относятся к жерновскому комплексу среднепермско-раннетриасового возраста. Полученный возраст моложе U-Pb возраста лейкогранитов северной части массива, оцененный по цирконам в работе Жимулева и соавт. [2018] ($441,2 \pm 8,7$ млн лет; гора Улантова) и древнее другого определения U-Pb возраста для этих же гранитов ($413,3 \pm 7,0$ млн лет [Жимулев и др., 2018, 2020]) (см. табл. 1). Причиной такого несоответствия может быть многочисленная популяция древних цирконов в лейкогранитах [Жимулев и др., 2018], а также нарушенная изотопная система анализируемых цирконов. Полученный в данном исследовании возраст $426,0 \pm 1,8$ млн лет хорошо согласуется с Rb-Pb возрастом $426,7 \pm 2,8$ млн лет, рассчитанным по цирконам для гранитов северо-восточной части массива (Лебедевский карьер) ([Жимулев и др. 2018]).

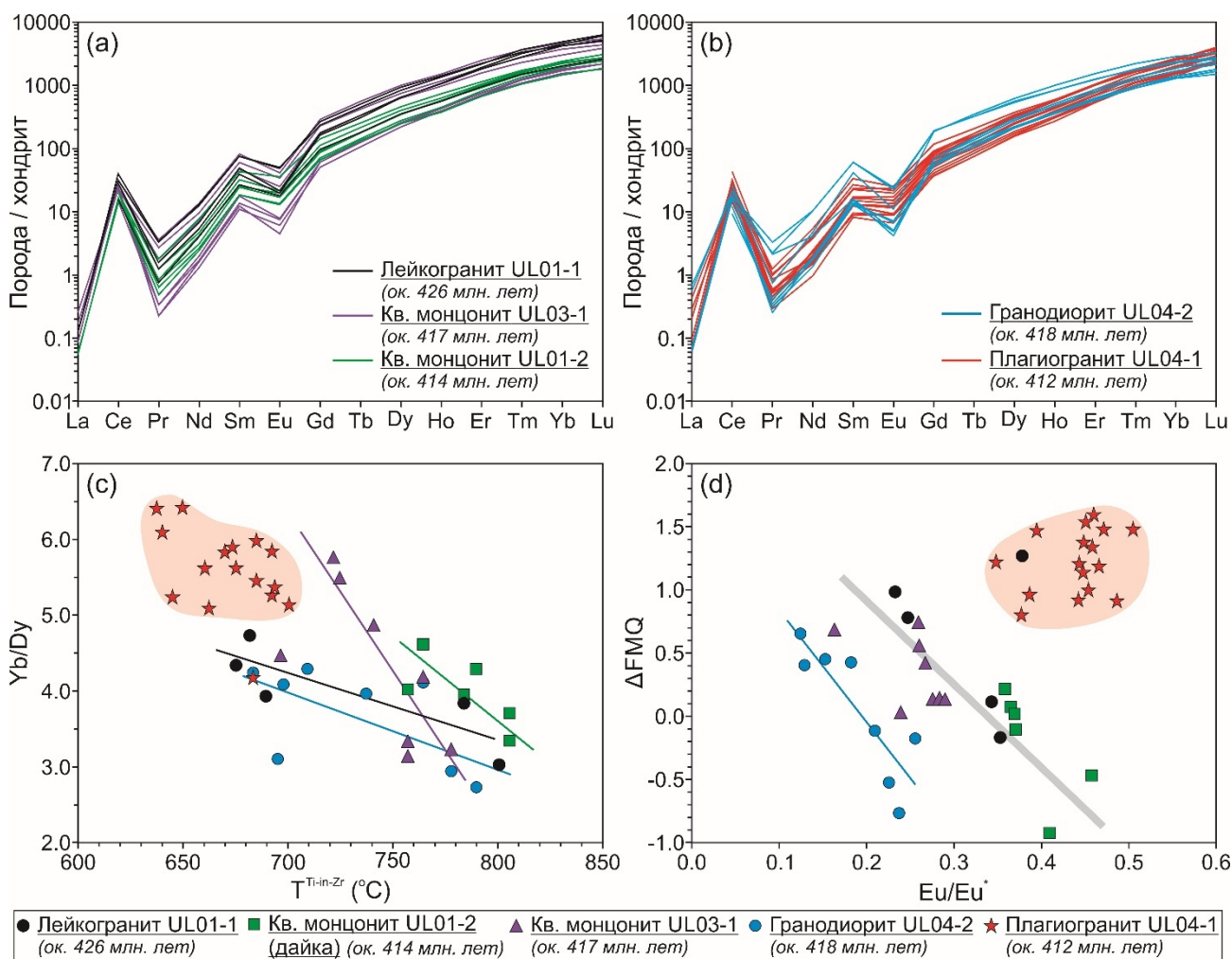


Рис. 7. Геохимические характеристики цирконов из гранитоидов разных фаз внедрения Улантовского массива

(a–b) Хондрит-нормированные спектры распределения редкоземельных элементов в изученных цирконах (состав хондрита из [Sun, McDonough, 1989]); (c) Диаграмма Yb/Dy – $T^{Ti-in-Zr}$ (°C). Значения $T^{Ti-in-Zr}$ представляют собой температуры кристаллизации цирконов, рассчитанные с помощью Ti-in-zircon термометра (Ti-in-Zr) по методу Watson и соавт. [2006]; (d) Диаграмма ΔFMQ – Eu/Eu^* . Значения ΔFMQ (рассчитанные фугитивности кислорода, выраженные в форме значений fO_2 относительно фаялит-магнетит-кварцевого (FMQ) эталонного буфера) рассчитаны по методу Loucks и соавт. [2020]. Отношения Eu/Eu^* рассчитаны как $(Eu)_{CN}/[(Sm)_{CN} \times (Gd)_{CN}]^{0.5}$, где “CN” обозначает содержание элемента, нормированное на состав хондрита, по [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 7. Geochemical features of zircon grains from granitoids of different intrusive phases of the Ulantovsky pluton

(a–b) Chondrite-normalized REE patterns of the studied zircon grains (normalization values are from [Sun, McDonough, 1989]); (c) Plot of Yb/Dy ratios versus $T^{Ti-in-Zr}$ (°C). The $T^{Ti-in-Zr}$ values represent zircon crystallization temperatures calculated using a Ti-in-zircon thermometer (Ti-in-Zr) of Watson et al. [2006]; (d) Plot of ΔFMQ versus Eu/Eu^* . The ΔFMQ values (calculated oxygen fugacities, expressed in terms of fO_2 relative to the fayalite-magnetite-quartz (FMQ) reference buffer) are calculated using the method of Loucks et al. [2020]. The Eu/Eu^* ratios are calculated as $(Eu)_{CN}/[(Sm)_{CN} \times (Gd)_{CN}]^{0.5}$, where “CN” donates to chondrite-normalized element values (normalization values are from [Sun, McDonough, 1989])

Содержания редких и рассеянных элементов в цирконах из гранитоидов Улантовского массива, г/т

Table 4

Trace element contents in zircons from granitoids of the Ulantovsky pluton, ppm

Точка	P	Ca	Ti	Rb	Sr	Y	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
Лейкогранит биотит-содержающий (образец UL01-1) (426,0 ± 1,8 млн лет)																										
2.1	369	154	19,0	0,76	0,86	2263	2,4	<0,04	0,028	19,0	0,290	5,90	11,0	2,70	52,0	18,0	225	79	352	80	681	123	8499	0,59	168	231
3.1	418	149	5,4	0,79	1,00	2258	2,6	<0,04	0,028	24,0	0,300	5,60	11,0	2,80	46,0	16,0	202	75	343	88	794	150	8210	0,63	177	343
6.1	291	<80	4,5	0,65	0,81	1753	2,3	<0,04	<0,013	17,0	0,140	3,00	7,2	1,20	34,0	12,0	157	59	285	67	681	119	9441	0,66	139	287
7.1	275	149	16,0	0,45	0,50	925	2,0	<0,04	<0,013	9,4	0,067	1,80	3,9	1,00	19,0	6,4	85	31	150	36	326	62	8574	0,38	37	93
8.1	534	125	4,9	0,79	0,97	1810	3,4	<0,04	<0,013	17,0	0,110	2,40	5,7	1,10	32,0	11,0	154	60	303	76	728	144	9413	0,83	120	333
Биотит-амфиболовый кварцевый монзонит (образец UL03-1) (417,0 ± 1,8 млн лет)																										
1.1	295	141	15,0	0,56	0,61	1490	1,8	0,760	0,040	14,0	0,160	3,20	6,8	1,40	35,0	12,0	152	54	248	55	491	92	10068	0,44	96	155
4.1	270	211	13,0	0,25	0,42	631	1,6	0,090	<0,013	8,7	0,030	0,90	2,6	0,44	12,0	4,7	60	22	111	26	251	43	10897	0,32	31	78
5.1	235	150	5,9	<0,2	0,41	683	1,9	0,130	0,030	15,0	0,020	0,73	1,8	0,25	12,0	4,5	62	24	120	29	277	52	13455	0,68	84	240
6.1	238	160	10,0	0,56	0,45	669	1,6	0,080	<0,013	13,0	0,030	0,77	2,0	0,42	12,0	4,5	60	24	119	30	292	52	11110	0,39	53	123
7.1	229	135	8,3	0,27	0,41	623	1,6	0,040	<0,013	13,0	0,020	0,59	1,6	0,34	9,9	3,8	53	22	111	29	291	52	11556	0,44	49	120
8.1	208	86	8,0	0,35	0,46	539	1,6	0,060	<0,013	12,0	0,030	0,44	1,4	0,32	8,4	3,2	46	19	98	25	265	47	11437	0,41	58	211
9.1	333	190	12,0	0,91	0,77	2306	1,8	0,090	0,020	19,0	0,320	6,10	12,0	2,30	57,0	20,0	241	84	391	86	757	129	10204	0,50	183	257
10.1	362	207	12,0	0,68	0,78	1763	1,8	0,040	0,060	14,0	0,240	4,30	8,8	1,90	45,0	15,0	181	65	296	66	604	104	9925	0,61	114	194
Биотит-клинопироксен-амфиболовый кварцевый монзонит (образец UL01-2) (414,3 ± 1,7 млн лет)																										
4.1	279	152	20,0	0,37	0,60	1055	1,5	<0,04	0,014	8,4	0,160	3,50	6,3	2,00	28,0	9,1	111	41	180	41	371	65	9101	0,32	46	84
5.1	296	137	17,0	0,50	0,48	914	1,8	<0,04	<0,013	12,0	0,069	1,40	3,6	0,94	17,0	6,3	83	32	157	38	356	65	9576	0,43	48	108
6.1	286	156	13,0	0,33	0,38	736	1,7	<0,04	<0,013	9,6	0,057	1,20	2,7	0,75	14,0	5,1	67	25	128	32	309	60	9595	0,50	41	111
7.1	261	217	16,0	<0,2	0,40	637	1,6	<0,04	<0,013	10,0	0,043	1,10	2,7	0,72	13,0	4,8	60	21	106	25	237	44	9431	0,34	37	85
11.1	315	<80	20,0	<0,2	0,48	848	1,7	<0,04	0,013	10,0	0,075	1,90	3,7	1,10	18,0	6,4	85	32	145	35	315	58	9006	0,40	47	201
12.1	263	<80	12,0	<0,2	0,57	1010	1,8	<0,04	<0,013	12,0	0,110	2,10	4,7	1,20	22,0	7,7	97	35	165	40	390	73	9865	0,55	60	130
Амфибол-биотитовый гранодиорит (образец UL04-2) (418,0 ± 1,6 млн лет)																										
1.1	221	<80	9,6	<0,2	0,34	607	1,4	<0,04	<0,013	7,4	0,033	0,80	2,0	0,41	12,0	4,7	56	21	100	25	222	42	9998	0,36	38	97
2.1	227	151	6,0	<0,2	0,52	772	1,6	<0,04	0,016	11,0	0,024	0,88	2,3	0,24	14,0	5,1	70	27	129	31	286	54	11597	0,55	65	176
3.1	235	<80	5,8	0,59	0,60	1552	1,5	0,058	<0,013	16,0	0,007	2,20	6,3	0,63	38,0	13,0	156	56	252	56	484	83	12075	0,38	155	289
5.1	237	83	5,0	0,51	0,54	864	2,1	<0,04	0,13	13,0	0,200	1,90	2,4	0,29	14,0	5,5	75	29	141	34	318	60	13304	0,86	99	279
7.1	263	291	15,0	0,65	0,60	1316	1,3	0,050	0,16	11,0	0,310	4,80	9,2	1,30	39,0	12,0	135	47	203	46	397	69	9909	0,30	76	128
8.1	211	584	6,9	0,32	0,36	634	1,6	<0,04	<0,013	11,0	0,03	0,63	2,0	0,28	11,0	4,2	55	21	104	25	236	45	11633	0,44	54	149
10.1	240	<80	17,0	0,56	0,57	1315	1,2	<0,04	0,014	9,4	0,21	4,80	9,2	1,40	29,0	12,0	141	47	206	45	385	65	9694	0,31	76	132
12.1	291	<80	13,0	<0,2	0,30	588	1,4	<0,04	<0,013	5,7	0,039	0,87	2,1	0,39	12,0	4,0	53	20	96	23	218	38	10444	0,29	25	84
Биотит-амфиболовый плагиогранит (образец UL01-1) (411,7 ± 1,1 млн лет)																										
1.1	228	<80	3,7	<0,2	0,44	558	1,8	0,140	0,100	12,0	0,076	0,82	1,8	0,52	8,9	3,3	45	18	94	26	253	56	10739	0,55	37	99
2.1	261	277	3,2	<0,2	0,45	483	1,4	<0,04	0,067	8,5	0,053	0,74	1,3	0,49	7,2	2,7	38	15	84	23	244	54	11539	0,31	29	109
5.1	320	<80	6,2	0,32	0,62	952	2,2	0,058	<0,013	26,0	0,092	1,70	3,3	1,10	16,0	6,2	79	31	159	40	406	80	9881	0,61	125	240
6.1	240	<80	4,2	<0,2	0,42	554	1,5	0,059	0,014	9,5	0,046	0,67	1,4	0,50	8,0	3,0	42	17	93	24	245	59	10632	0,39	26	94
8.1	199	153	5,6	<0,2	0,42	523	1,5	<0,04	0,015	10,0	0,026	0,44	1,2	0,37	7,4	2,7	39	17	87	23	228	56	10553	0,42	30	98

Точка	P	Ca	Ti	Rb	Sr	Y	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
10.1	256	<80	4,5	0,33	0,67	908	2,3	<0,04	0,022	19,0	0,048	0,93	2,4	0,86	14,0	5,4	75	31	158	42	422	89	10557	0,60	77	189
11.1	256	95	5,1	0,34	0,51	792	2,1	<0,04	0,017	16,0	0,035	1,10	2,2	0,75	12,0	4,4	62	25	135	36	371	82	10401	0,53	57	173
12.1	325	<80	2,7	<0,2	0,53	659	1,7	<0,04	0,014	12,0	0,040	0,71	1,8	0,51	11,0	3,6	51	22	112	31	327	70	11839	0,38	46	181
14.1	353	315	3,0	0,53	0,62	959	1,7	<0,04	<0,013	16,0	0,087	1,80	3,4	1,30	18,0	6,2	83	31	162	42	435	90	10814	0,43	84	215
15.1	276	366	5,6	0,36	0,66	1012	2,3	<0,04	<0,013	20,0	0,040	0,87	2,5	0,95	15,0	5,5	79	33	165	43	416	95	10626	0,58	76	180
16.1	259	105	3,8	<0,2	0,38	655	1,8	<0,04	<0,013	18,0	0,036	0,85	1,9	0,64	9,9	4,0	52	21	108	27	265	59	11183	0,51	113	242
17.1	283	<80	2,8	<0,2	0,46	548	1,4	<0,04	<0,013	7,8	0,020	0,59	1,3	0,40	7,6	3,0	41	17	91	24	250	59	10817	0,32	30	99
19.1	239	180	4,4	0,49	0,53	823	2,1	<0,04	<0,013	15,0	0,031	0,73	1,9	0,69	11,0	4,4	61	25	135	36	360	84	10350	0,55	53	151
21.1	265	<80	5,1	0,34	0,55	803	2,1	<0,04	0,099	16,0	0,068	1,00	2,2	0,82	13,0	4,4	61	24	127	33	333	79	10684	0,58	87	177
22.1	220	336	5,0	0,43	0,47	837	1,4	<0,04	0,015	13,0	0,068	1,90	3,9	1,20	17,0	5,7	72	26	126	32	301	67	10064	0,30	59	126
24.1	268	366	5,7	<0,2	0,48	774	1,7	<0,04	<0,013	13,0	0,051	1,00	2,5	0,83	13,0	4,3	59	24	121	31	317	70	9746	0,35	57	142

(2) Интрузия в южной части Улантовского массива сложена биотит-амфиболовыми кварцевыми монцонитами с U-Pb возрастом $417,0 \pm 1,8$ млн лет (рис. 4, *b*), соответствующим лохковскому веку раннего девона. В соответствии с актуальной геологической картой монциты относятся к выдрихинскому комплексу средне-позднекарбонного возраста. По геологическим наблюдениям, кварцевые монциты ороговиковывают и скарнируют терригенно-карбонатные отложения в южном обрамлении Улантовского массива. Эти отложения на геологических картах последнего поколения отмечены как среднедевонские [Беляев, 2015], тогда как на геологических картах первого поколения их возраст указан как раннекембрийский [Колпакова, Гинцингер, 1963]. Полученный возраст кварцевых монцитов существенно моложе Pb-Pb возраста монцодиорита из той же локации, оцененного по цирконам в исследовании [Жимулев и др. 2018] ($430,6 \pm 3,4$ млн лет) (табл. 1), вероятно, в виду нарушенной изотопной системы анализируемых зерен и (или) захвате при анализах областей цирконов с более древними возрастами. Он также моложе Rb-Sr возраста кварцевых диоритов Улантовского массива ($423 \pm 8,4$ млн лет [Сотников и др., 1999]), хотя и находится в пределах погрешности определения Rb-Sr датировки. По амфиболу из той же пробы кварцевых диоритов был определен Ar-Ar возраст $411,7 \pm 4,7$ млн лет [Сотников и др., 1999], геологическая трактовка которого авторами не приводится.

(3) Интрузия в центральной части Улантовского массива сложена амфибол-биотитовыми гранодиоритами с U-Pb возрастом $418,0 \pm 1,6$ млн лет (рис. 4, *d*), соответствующим лохковскому веку раннего девона. Полученный возраст гранодиоритов центральной части Улантовского массива практически идентичен возрасту монцитовой интрузии его южной части ($417,0 \pm 1,8$ млн лет). Это дает основание предполагать, что монциты и гранодиориты сформировались в результате единого этапа внедрения.

(4) Дайки в северо-восточной части Улантовского массива (Лебедевский карьер), прорывающие и ороговиковывающие лейкограниты наиболее ранней фазы внедрения, сложены биотит-клинопироксен-амфиболовыми кварцевыми монцонитами с U-Pb возрастом $414,3 \pm 1,7$ млн лет (рис. 4, *c*) (лохковский век раннего девона). Этот возраст существенно моложе Pb-Pb возраста гранитоидов из дайки той же локации, оцененного по цирконам в исследовании [Жимулев и др., 2018] ($423,4 \pm 4,9$ млн лет) (табл. 1), вероятно, в виду нарушенной изотопной системы анализируемых зерен и (или) захвате при анализах цирконов с более древними возрастами.

(5) Интрузия в центральной и восточной частях Улантовского массива сложена биотит-

амфиболовыми плагиогранитами с U-Pb возрастом $411,7 \pm 1,1$ млн лет (рис. 4, *e*). Этот возраст соответствует верхам лохковского века раннего девона.

Интрузии, сложенные гранодиоритами и плагиогранитами, по-видимому, прорывают силурийские лейкограниты, хотя геологические наблюдения в этой части массива крайне ограничены ввиду низкой степени обнаженности. U-Pb возраста полученных раннедевонских кварцевых монцитов, гранодиоритов и плагиогранитов довольно близки и отчасти находятся в пределах аналитической погрешности метода. Тем не менее достаточно контрастные геохимические характеристики, присущие каждой из этих породных групп, в сочетании с аккуратным U-Pb датированием дают полное основание рассматривать их как самостоятельные интрузивные фазы.

Проведенные исследования поддерживают высказанные ранее предположения о полифазности Улантовского массива [Сотников и др., 1999; Росляков и др., 2001] и не согласуются с выводами о близком составе и едином силурийском (лудловском) возрасте его разных фаз внедрения [Жимулев и др., 2018, 2020]. Новые результаты показывают, что Улантовский массив является многофазным и по времени своего формирования не относится ни к выдрихинскому, ни к жерновскому комплексам в рамках их возрастных определений в региональной легенде. Поднесилурийские лейкограниты контрастно отличаются по своим петрохимическим характеристикам от раннедевонских гранитоидных интрузий (см. рис. 5, 6) и отделены от них значимым возрастным промежутком (см. рис. 4), предполагающими потенциально разные тектонические обстановки для магматической активности в силуре (предположительно постколлизийные) и девоне (предположительно субдукционные). И если позднесилурийские датировки для гранитоидов Улантовского массива в целом были обозначены и воспроизведены более ранними исследованиями [Сотников и др., 1999; Жимулев и др. 2018, 2020], раннедевонский возрастной этап интрузивного магматизма на Улантовском массиве не был достоверно определен.

В пределах Салаира магматические образования силурийского возраста помимо Улантовского массива до настоящего времени не установлены. На это время карбонатно-терригенное осадкообразование в регионе реконструируется с позиции формирования молассовых и рифовых мегакомплексов пассивной континентальной окраины [Росляков и др., 2001; Бабин и др., 2007]. Девонский магматизм в структуре Салаира обозначен эффузивами доминирующего основного состава в объеме шандинской свиты раннего девона, а также эффузивными и субвулканическими образованиями сафонового базальтового

комплекса среднего девона в составе соболевско-сафоновской группы свит [Росляков и др., 2001; Бабин и др., 2007]. Таким образом, раннедевонские гранитоидные интрузии Улантовского массива представляют собой проявление нового возрастного этапа палеозойской магматической активности, ранее достоверно не установленного на Салаире.

Оценка потенциала гранитоидов Улантовского массива на Cu-Мо-порфировое оруденение.

По комплексу полученных геохимических, петрохимических и минералогических данных гранитоиды разных фаз внедрения Улантовского массива были оценены в контексте потенциальной рудоносности на медно-молибден-порфировый тип. Многочисленными исследованиями было показано, что гранитоиды, генетически связанные с порфировыми месторождениями, являются производными окисленных, водонасыщенных, слабо фракционированных магм [Richards, 2003, 2011; Loucks, 2014; Pizarro et al., 2020; Groves et al., 2022]. Такие магмы обладают специфическими геохимическими характеристиками, которые накладывают отпечаток на геохимию кристаллизовавшихся из них пород и отдельных минералов (например, циркона). Отличительные валовые геохимические характеристики продуктивных гранитоидов включают: (1) $Sr/Y \geq 20$ при содержаниях $Sr \geq 400$ г/т и $Y \leq 18$ г/т (индикатор высокого ($> 3-4\%$) содержания воды в расплаве) [Davidson et al., 2007; Richards, 2011; Chiaradia et al., 2012; Richards et al., 2012]; (2) $10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y > 500$ (комплексный индикатор высокого содержания воды в расплаве и степени его фракционирования на малоглубинных (коровых) уровнях) [Lu et al., 2017; Nevolko et al., 2021; Svetlitskaya, Nevolko, 2022]; (3) обеднение средними РЗЭ (Sm–Ho) (как следствие раннего фракционирования амфибола из водонасыщенного расплава) [Lang, Tittley, 1998; Richards, Kerrich, 2007]; (4) $Eu/Eu^* > 0,8$ (индикатор низкой степени фракционирования расплава на малоглубинных (коровых) уровнях) [Richards, Kerrich, 2007; Richards, 2011; Gardiner et al., 2017]; (5) высокие V/Sc отношения (отражение высокой водонасыщенности и окисленности) [Loucks, 2014]. К специфическим геохимическим характеристикам цирконов продуктивных на Cu-Мо-порфировое оруденение гранитоидов относят высокие значения Eu аномалии ($Eu/Eu^* > 0,4$) (как индикатор высокой степени окисленности расплава) и высокие значения Yb/Dy $> 3-4$ (как отражение высокого содержания воды в расплаве) [Trail et al., 2012; Lu et al., 2016; Pizarro et al., 2020; Wen et al., 2020].

Биотит-содержащие лейкограниты наиболее ранней фазы внедрения (U-Pb возраст ок. 426 млн лет) характеризуются низкими концентрациями Sr (91–

180 г/т) и Y (10–19 г/т) (см. табл. 1) и низкими значениями Sr/Y (9–14), Eu/Eu^* (0,4–0,6) и $10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y$ (312–591) (табл. 5). При этом породы отличаются повышенными V/Sc отношениями (1,5–4,6 при расчетном $(V/Sc)_{calc} = 2,9-4,1$) (табл. 5) и показывают обеднение средними РЗЭ (СРЗЭ) на хондрит-нормированных спектрах (рис. 5, с). Цирконы лейкогранитов характеризуются отрицательными ковариациями между значениями Yb/Dy (3,0–4,7) и температурами кристаллизации и между значениями Eu/Eu^* (0,23–0,38) и ΔFMQ ((–0,17)–(+1,27)) (см. рис. 7, с, d; табл. 5). Подобные геохимические особенности указывают на то, что лейкограниты эволюционировали из слабо окисленного родоначального расплава с умеренным содержанием воды. Этот расплав испытал интенсивное фракционирование в малоглубинной (коровой) магматической камере, сопровождающееся ростом содержания воды и степени окисленности. На дискриминационных $Sr/Y-10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y$ и $100 \cdot [(Rb/Sr)/FeO^*]-(Sr/Y)/Y$ диаграммах точки составов лейкогранитов располагаются в поле нерудоносных гранитоидов, потенциально неспособных генерировать экономически значимую порфирово-скарновую и скарновую минерализацию (см. рис. 6). В соответствии с геологической практикой подобные породы не являются перспективными на Cu-Мо-порфировое оруденение.

Биотит-амфиболовые кварцевые монцониты, слагающие интрузию в южной части Улантовского массива (U-Pb возраст ок. 417 млн лет), характеризуются высокими концентрациями Sr (655 г/т) и Y (25 г/т) (см. табл. 1) и высокими значениями Sr/Y (27) и Eu/Eu^* (~0,9) при низких $10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y$ и V/Sc отношениях (табл. 5) и плоском распределении в области СРЗЭ (рис. 5, с).

Цирконы кварцевых монцонитов характеризуются отрицательными ковариациями между значениями Yb/Dy (3,1–5,8) и температурами кристаллизации и между значениями Eu/Eu^* (0,16–0,29) и ΔFMQ ((+0,03)–(+0,69)) (см. рис. 7, с, d; табл. 5). Таким образом, кварцевые монцониты являются производными слабоокисленного и слабо фракционированного расплава с низким содержанием воды, эволюционировавшего в глубинной магматической камере на фоне слабо возрастающей концентрации воды и fugitivity кислорода.

На дискриминационных $Sr/Y-10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y$ и $100 \cdot [(Rb/Sr)/FeO^*]-(Sr/Y)/Y$ диаграммах точка состава кварцевого монцонита располагается в поле нерудоносных гранитоидов (см. рис. 6). Подобные гранитоидные интрузии рассматриваются как неперспективные к генерации оруденения Cu-Мо-порфирового типа.

Таблица 5

Валовые геохимические и цирконовые минеральные химические характеристики гранитоидов разных фаз внедрения Улантовского массива в контексте их потенциальной рудоносности на Cu-Mo-порфировое оруденение

Table 5

Summary of whole-rock geochemical and zircon mineral chemical characteristics of different granitoid suites from the Ulantovsky pluton in terms of their capability to generate economic Cu-Mo-porphry mineralization

Номер образца	Порода	Геологическая позиция	U-Pb Возраст, млн лет	Валовые индикаторы рудоносности					Индикаторы рудоносности, базирующиеся на геохимии цирконов		
				Sr/Y	Eu/Eu*	10000*(Eu/Eu*)/Y	V/Sc	(V/Sc) _{calc}	ΔFMQ	Eu/Eu*	Yb/Dy
UL01-1	Лейкогранит Bt-содержащий	Инtruзия, слагающая основную часть УМ	ок. 426	9	0,6	312	3,8	4,1	(–0,17)–(+1,27) (ср. +0,60)	0,23–0,38 (ср. 0,31)	3,0–4,7 (ср. 4,0)
UL02-1				11	0,4	369	3,9	2,9			
UL02-2				12	0,6	591	4,2	3,1			
UL02-3				14	0,5	489	4,6	3,2			
UL03-4				5	0,5	312	1,5	2,9			
UL03-1	Bt-Амп кв. монцитит	Инtruзия в южной части УМ	ок. 417	27	0,9	360	6,1	9,9	(+0,03)–(+0,69) (ср. +0,36)	0,16–0,29 (ср. 0,25)	3,1–5,8 (ср. 4,3)
UL01-2	Bt-Срх-Амп кв. монцитит	Дайки в северо-восточной части УМ	ок. 414	12	0,6	157	4,2	8,3	(–0,92)–(+0,22) (ср. –0,20)	0,36–0,46 (ср. 0,39)	3,3–4,6 (ср. 4,0)
UL04-2	Амп-Bt гра-нодиорит	Инtruзия в центральной части УМ	ок. 418	29	0,6	573	6,0	3,8	(–0,77)–(+0,65) (ср. +0,04)	0,12–0,26 (ср. 0,19)	2,7–4,3 (ср. 3,7)
UL07-1				43	0,8	511	7,5	6,9			
UL04-1	Bt-Амп пла-гиогранит	Инtruзия в центральной и восточной частях УМ	ок. 412	89	1,4	2015	9,6	5,8	(+0,81)–(+1,60) (ср. 1,23)	0,35–0,51 (ср. 0,44)	4,2–6,4 (ср. 5,6)
UL06-1				77	1,0	1163	7,7	5,7			

Примечание. $Eu/Eu^* = (Eu)_{CN}/[(Sm)_{CN} \times (Gd)_{CN}]^{0.5}$, где “CN” – содержание элемента, нормированное на состав хондрита, по [Sun, McDonough, 1989]. Величина $(V/Sc)_{calc}$ – расчетное значение валового V/Sc отношения, вычисленное по формуле $(V/Sc)_{calc} = 32,5 - 0,385 \times SiO_2$ (мас. %) [Loucks, 2014]. Значения ΔFMQ (рассчитанные фугитивности кислорода, выраженные в форме значений fO_2 относительно фаялит-магнетит-кварцевого (FMQ) эталонного буфера) рассчитаны по составу цирконов по методу Loucks и соавт. [2020]. Bt – биотит; Амп – амфибол; Срх – клинопироксен; УМ – Улантовский массив.

Note. $Eu/Eu^* = (Eu)_{CN}/[(Sm)_{CN} \times (Gd)_{CN}]^{0.5}$, where “CN” is the abundance of the element normalized to the chondrite composition after [Sun, McDonough, 1989]. The value of $(V/Sc)_{calc}$ is the estimated whole-rock V/Sc ratio calculated by formula $(V/Sc)_{calc} = 32,5 - 0,385 \times SiO_2$ (wt. %) [Loucks, 2014]. The ΔFMQ values (calculated oxygen fugacities, expressed in terms of fO_2 relative to the fayalite-magnetite-quartz (FMQ) reference buffer) are calculated from zircon compositions using the method of Loucks et al. [2020]. Bt – biotite; Амп – amphibole; Срх – clinopyroxene; УМ – Ulantovsky pluton.

Биотит-клинопироксен-амфиболовые кварцевые монцититы из даек в северо-восточной части Улантовского массива (U-Pb возраст ок. 414 млн лет) характеризуются повышенным содержанием Sr (480 г/т) при очень высоком Y (40 г/т) (см. табл. 1), низкими значениями Sr/Y (12), Eu/Eu* (0,6), 10000*(Eu/Eu*)/Y (157) и V/Sc (см. табл. 5) и плоским распределением CPЗЭ (рис. 5, c). Цирконы кварцевых монцититов характеризуются отрицательными ковариациями между значениями Yb/Dy (3,3–4,6) и температурами кристаллизации и между значениями Eu/Eu* (0,36–0,46) и ΔFMQ ((–0,92)–(+0,22)) (см. рис. 7, c, d; табл. 5). Отмеченные геохимические особенности предполагают, что кварцевые монцититы являются производными слабоокисленных расплавов с низким содержанием воды.

Эти расплавы испытали интенсивную кристаллизацию плагиоклаза в малоглубинных (коровых) магматических камерах, сопровождающуюся слабым ростом содержания воды и фугитивности кислорода. На дискриминационных Sr/Y–10000*(Eu/Eu*)/Y и 100*[(Rb/Sr)/FeO*]–(Sr/Y)/Y диаграммах точка состава кварцевого монцитита располагается в поле нерудоносных гранитоидов (см. рис. 6). В соответствии с геологической практикой подобные породы не являются перспективными на Cu-Mo-порфировое оруденение.

Амфибол-биотитовые гранодиориты, слагающие инtruзию в центральной части Улантовского массива (U-Pb возраст ок. 418 млн лет), показывают высокие значения Sr (288–638 г/т), Sr/Y (29–43) и 10000*(Eu/Eu*)/Y (511–573). При этом породы

отличаются низким содержанием Y (10–15 г/т) и Eu/Eu^* (0,4–0,6) и высоким V/Sc при слабовыраженном обеднении CPЗЭ (см. рис. 5, с; табл. 5). Цирконы гранодиоритов характеризуются отрицательной зависимостью между значениями Eu/Eu^* (0,12–0,26) и ΔFMQ ((–0,77)–(+0,65)) при негативных ковариациях между температурами кристаллизации и Yb/Dy (2,7–4,3) отношениями (рис. 7, с, d; табл. 5). Изученные гранодиориты эволюционировали из водосодержащего, но слабо окисленного расплава. Этот расплав испытал интенсивную кристаллизацию плагиоклаза в малоглубинной магматической камере, где его эволюция сопровождалась ростом фугитивности кислорода и содержания воды. На дискриминационных $Sr/Y-10000*(Eu/Eu^*)/Y$ и $100*[(Rb/Sr)/FeO^*]-(Sr/Y)/Y$ диаграммах точки составов гранодиоритов располагаются в поле гранитоидов, перспективных для генерирования скарновой Cu-Au-Fe минерализации, не связанной с порфировыми системами (рис. 6). Гранитоиды с такими характеристиками считаются неперспективными для продуцирования Cu-Mo-порфирового оруденения.

Биотит-амфиболовые плагиограниты, слагающие интрузию в центральной и восточной части Улантовского массива (U-Pb возраст ок. 412 млн лет) характеризуются низкими содержаниями Y (7,0–8,7 г/т) при высоких значениях Sr (626–667 г/т), Sr/Y (77–89), Eu/Eu^* (1,0–1,4), V/Sc и $10000*(Eu/Eu^*)/Y$ (1163–2015) (табл. 5) и отличаются выраженным ковшеобразным распределением CPЗЭ (рис. 5, с). Цирконы из плагиогранитов не показывают четкой зависимости между температурами кристаллизации и индикаторными величинами Yb/Dy (4,2–6,4), Eu/Eu^* (0,35–0,51) и ΔFMQ ((+0,81)–(+1,60)) (табл. 5), по значению которых резко отличаются от гранитоидов других фаз внедрения (рис. 7, с, d). Отмеченные геохимические особенности позволяют предположить, что плагиограниты являются производными слабо фракционированного, окисленного расплава с высоким содержанием воды, испытавшего ранее фракционирование амфибола в глубинной магматической камере. На дискриминационных $Sr/Y-10000*(Eu/Eu^*)/Y$ и $100*[(Rb/Sr)/FeO^*]-(Sr/Y)/Y$ диаграммах точки составов плагиогранитов располагаются в поле гранитоидов, генетически связанных с продуктивными Cu-Mo-Au порфировыми и порфирово-скарновыми системами (рис. 6). Плагиограниты показывают отличительные валовые и цирконовые геохимические характеристики гранитоидов, продуктивных на порфировое оруденение, и в соответствии с геологической практикой являются перспективными для генерации Cu-Mo-

порфировой минерализации [Chiaradia et al., 2012; Loucks, 2014; Pizarro et al., 2020; Groves et al., 2022].

Заключение

На основании комплекса геологических, изотопно-геохронологических и петролого-геохимических исследований было уточнено геологическое строение многофазного Улантовского массива и проведена оценка потенциальной рудоносности гранитоидов разных фаз внедрения на медно-молибден-порфировое оруденение по комплексу геохимических валовых и минеральных (цирконы) критериев. Получены следующие выводы.

(1) Улантовский гранитоидный массив (Западный Салаир, Россия) представляет собой позднесилурийско-раннедевонский многофазный плутон. Основная часть массива сложена позднесилурийскими лейкогранитами (U-Pb возраст ок. 426 млн лет), прорванными раннедевонскими интрузиями гранодиоритов (U-Pb возраст ок. 418 млн лет), монцонитов (U-Pb возраст ок. 417 млн лет), и плагиогранитов (U-Pb возраст ок. 412 млн лет) и монцонитовыми дайками (U-Pb возраст ок. 414 млн лет). Проведенные исследования показывают, что гранитоиды массива по времени своего формирования не относятся ни к выдрихинскому, ни к жерновскому комплексам в рамках их возрастных определений в региональной легенде. Раннедевонские гранитоидные интрузии Улантовского массива фиксируют новый возрастной этап палеозойской магматической активности, ранее достоверно не установленный на Салаире.

(2) Среди изученных гранитоидных образований Улантовского массива только раннедевонские плагиограниты сформировались из окисленного расплава с высоким содержанием воды, сопоставимым с магмами продуктивных порфировых систем. Более ранние интрузивные фазы (лейкограниты, монцониты и гранодиориты) являются производными слабоокисленных расплавов, содержащих переменное количество воды и в разной степени фракционированных в малоглубинных (коровых) магматических камерах. Плагиограниты наиболее поздней интрузивной фазы (U-Pb возраст ок. 412 млн лет) характеризуются отличительными геохимическими характеристиками гранитоидов, продуктивных на порфировое оруденение, предполагающими их генетическую связь с Cu-Mo минерализацией, проявленной на Улантовской площади.

Список источников

Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45 – Новокузнецк. Объяснительная записка. СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 665 с.

Бабин Г.А., Черных А.И., Головина А.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44 – Новосибирск. Объяснительная записка. СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015. 392 с.

Беляев В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Кузбасская серия. Лист N-45-VII (Тогучин). Геологическая карта дочетвертичных образований. М. : МФ ВСЕГЕИ, 2015.

Беляев В.И., Нечаев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-VII (Тогучин). Объяснительная записка. М. : МФ ВСЕГЕИ, 2015. 178 с.

Добрецов Н.Л., Владимирцов А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплума // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400, № 4. С. 505–509.

Жимулев Ф.И., Степанов А.С., Гиллеспи Дж., Глорие С., Ветров Е.В., Де Граве Й. Силурийский возраст Улановского диорит-гранитового массива (Северный Салаир) // Петрология магматических и метаморфических комплексов : материалы X Всерос. петрографической конф. с междунар. участием. 2018. С. 150–156.

Жимулев Ф.И., Каргополов С.А., Травин А.В. и др. История геологического развития Салаирской складчатой зоны, новые данные о метаморфизме и возрасте магматической активности // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики : материалы ЛП Тектонического совещания. 2020. С. 219–223.

Колпакова Р.Ф., Вавилихин Г.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Кузбасская. Лист N-45-VII. Объяснительная записка. Москва: Копировально-картографическое предприятие Всесоюзного геологического фонда, 1973. 104 с.

Колпакова Р.Ф., Гинцингер А.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Кузбасская. Лист N-45-VII. Геологическая карта. Новосибирск : Фабрика № 9, 1963.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.

Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO₂ // Аналитика и контроль. 2012. Т. 16, № 2. С. 134–142.

Росляков Н.А., Щербakov Ю.Г., Алабин Л.В. и др. Минералогия области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск : СО РАН, Гео, 2001. 243 с.

Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В. и др. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск : СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 227 с.

Baldwin J.A., Pearce J.A. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes // Economic Geology. 1982. V. 77 (3). P. 664–674. doi: 10.2113/gsecongeo.77.3.664

Belousova E., Griffin W.L., O'reilly S.Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 602–622. doi: 10.1007/s00410-002-0364-7

Buslov M.M., Saphonova I.Y., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosciences Journal. 2001. V. 5. P. 203–224. doi: 10.1007/BF02910304

Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A. Correlated microanalysis of zircon: Trace element, $\delta^{18}\text{O}$, and U-Th-Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex > 3900Ma detrital grains // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70 (22). P. 5601–5616. doi: 10.1016/j.gca.2006.08.011

Chiaradia M., Ulianov A., Kouzmanov K., Beate B. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? // Scientific Reports. 2012. V. 2. 685. doi: 10.1038/srep00685

Cooke D.R., Baker M., Hollings P., Sweet G., Chang Z., Danyushevsky L., Gilbert S., Zhou T., White N., Gemmell J.B., Inglis S. New advances in detecting the distal geochemical footprints of porphyry systems – Epidote mineral chemistry as a tool for vectoring and fertility assessments. In: Kelley K.D., Golden H.C. (eds.), Building Exploration Capability for the 21st Century. Society of Economic Geologists Special Publication. 2014. V. 18. P. 127–152. doi: 10.5382/SP.18.07

Cooke D.R., Agnew P., Hollings P., Baker M., Chang Z., Wilkinson J.J., Ahmed A., White N.C., Zhang L., Thompson J., Gemmell J.B., Danyushevsky L., Chen H. Recent advances in the application of mineral chemistry to exploration for porphyry copper–gold–molybdenum deposits: detecting the geochemical fingerprints and footprints of hypogene mineralization and alteration // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2020. V. 20 (2). P. 176. doi: 10.1144/geochem2019-039

Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A. Amphibole “sponge” in arc crust? // Geology. 2007. V. 35 (9). P. 787–790. doi: 10.1130/G23637A.1

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665. doi: 10.1038/347662a0

Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // Geology. 1993. V. 21 (6). P. 547–550. doi: 10.1130/0091-7613(1993)021<0547:MSHPEO>2.3.CO;2

Gardiner N.J., Hawkesworth C.J., Robb L.J., Whitehouse M.J., Roberts N.M.W., Kirkland C.L., Evans N.J. Contrasting granite metallogeny through the zircon record: A case study from Myanmar. Scientific Reports. 2017. V. 7 (1). P. 748. doi: 10.1038/s41598-017-00832-2

Groves D.I., Santosh M., Müller D., Zhang L., Deng J., Yang L.-Q., Wang Q.-F. Mineral systems: Their advantages in terms of developing holistic genetic models and for target generation in global mineral exploration // Geosystems and Geoenvironment. 2022. V. 1 (1). P. 100001. doi: 10.1016/j.geogeo.2021.09.001

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53 (1). P. 27–62. doi: 10.2113/0530027

Lang J.R., Titley S.R. Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits // Economic Geology. 1998. V. 93 (2). P. 138–170. doi: 10.2113/gsecongeo.93.2.138

Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // Journal of the Geological Society of London. 1991. V. 148. P. 825–833. doi: 10.1144/gsjgs.148.5.08

- Loucks R.R.** Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2014. V. 61 (1). P. 5–16. doi: 10.1080/08120099.2013.865676
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Henríquez G.J.** New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon // *Journal of Petrology*. 2020. V. 61. ega0034. doi: 10.1093/petrology/egaa034
- Lu Y.J., Loucks R.R., Fiorentini M., McCuaig T.C., Evans N.J., Yang Z.M., Hou Z.Q., Kirkland C.L., Parra-Avila L.A., Kobussen A.** Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ± Mo ± Au deposits // *Society of Economic Geologists Special Publication No. 19 on Tethyan Tectonics and Metallogeny*. Chapter 13. Society of Economic Geologists, 2016. P. 329–347. doi: 10.5382/SP.19.13
- Lu Y.J., Hou Z.Q., Yang Z.M., Parra-Avila L.A., Fiorentini M.L., McCuaig T.C., Loucks R.R.** Terrane-scale porphyry Cu fertility in the Lhasa Terrane, southern Tibet // *Geological Survey of Western Australia*. 2017. Record 6. p. 95–100.
- Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M., Spence J., Coogan L.A.** Apatite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration // *Economic Geology*. 2016. V. 111 (5). p. 1187–1222. doi: 10.2113/econgeo.111.5.1187
- Nevalko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A., Vesnin V.S., Fominyk P.A.** Uranium-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu-Mo-Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geology Reviews*. 2021. V. 139. Part B. 104532. doi: 10.1016/j.oregeorev.2021.104532
- Ni Z., Arevalo R., Piccoli P., Reno B.L.** A novel approach to identifying mantle-equilibrated zircon by using trace element chemistry // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2020. V. 21. e2020GC009230. doi: 10.1029/2020GC009230
- Pan L.-C., Hu R.-Z., Bi X.-W., Wang Y., Yan J.** Evaluating magmatic fertility of Paleo-Tethyan granitoids in eastern Tibet using apatite chemical composition and Nd isotope // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 127. 103757. doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103757
- Pizarro H., Campos E., Bouzari F., Rousse S., Bissig T., Gregoire M., Riquelme R.** Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 126. 103771. doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103771
- Richards J.P.** Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // *Economic Geology*. 2003. V. 98 (8). P. 1515–1533. doi: 10.2113/gsecongeo.98.8.1515
- Richards J.P.** High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water // *Economic Geology*. 2011. V. 106 (7). P. 1075–1081. doi: 10.2113/econgeo.106.7.1075
- Richards J., Kerrich R.** Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // *Economic Geology*. 2007. V. 102 (4). P. 537–576. doi: 10.2113/gsecongeo.102.4.537
- Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T.** High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan // *Economic Geology*. 2012. V. 107 (2). P. 295–332. doi: 10.2113/econgeo.107.2.295
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42 (1). P. 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Sennikov N.V., Obut O.T., Lykova E.V., Timokhin A.V., Gonta T.V., Khabibulina R.A., Shcherbanenko T.A., Kipriyanova T.P.** Ordovician sedimentary basins and paleobiotas of the Gorny Altai // *Guidebook of the 13th International Symposium on the Ordovician System*. Novosibirsk : Publishing House of SB RAS, 2019. 184 p. doi: 10.15372/ORDOVICIAN2019SNV
- Svetlitskaya T.V., Nevalko 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. doi: 10.1016/j.gr.2016.06.014
- Svetlitskaya T.V., Nevalko P.A.** New whole-rock skarn and porphyry fertility indicators: Insights from Cu-Au-Fe skarn and Cu-Mo-Au porphyry deposits in Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geology Reviews*. 2022. V. 149. 105108. doi: 10.1016/j.oregeorev.2022.105108
- Thiéblemont D., Stein G., Lescuyer J.-L.** Gisements épithermaux et porphyriques: la connexion adakite // *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences – Series IIA – Earth and Planetary Science*. 1997. V. 325 (2). P. 103–109. doi: 10.1016/s1251-8050(97)83970-5. In French with English abridged version
- Trail D., Watson E.B., Tailby N.D.** Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012. V. 97. P. 70–87. doi: 10.1016/j.gca.2012.08.032
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.** Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 151. P. 413–433. doi: 10.1007/s00410-006-0068-5
- Wen G., Zhou R.-J., Li J.-W., Chang J., Hua H., Yan D.-R., Wei K.-T., Jin S.-G.** Skarn metallogeny through zircon record: An example from the Daye Cu-Au-Fe-Mo district, eastern China // *Lithos*. 2020. V. 378–379. 105807. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105807
- Wilkinson J.J., Chang Z., Cooke D.R., Baker M.J., Wilkinson C.C., Inglis S., Chen H., Gemmell J.B.** The chlorite proximator: A new tool for detecting porphyry ore deposits // *Journal of Geochemical Exploration*. 2015. V. 152. P. 10–26. doi: 10.1016/j.gexplo.2015.01.005
- Wilkinson J.J., Cooke D.R., Baker M.J. et al.** Porphyry indicator minerals and their mineral chemistry as vectoring and fertility tools // *Application of indicator mineral methods to bedrock and sediments*. Geological Survey of Canada, 2017. Open File 8345. P. 67–77. doi: 10.4095/306317
- Williamson B.J., Herrington R.J., Morris A.** Porphyry copper enrichment linked to excess aluminium in plagioclase // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9. P. 237–241. doi: 10.1038/ngeo2651
- Zou X., Qin K., Han X., Li G., Evans N.J., Li Z., Yang W.** Insight into zircon REE oxy-barometers: a lattice strain model perspective // *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. V. 506. P. 87–96. doi: 10.1016/j.epsl.2018.10.031

References

Babin G.A., Gusev N.I., Yur'ev A.A. et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Altae-Sayanskaya. List N-45 – Novokuznetsk. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Altai-Sayan series. Sheet N-45 – Novokuznetsk. Explanatory note]. St. Petersburg: Cartographic factory VSEGEI, 2007. 665 p. In Russian

- Babin G.A., Chernykh A.I., Golovina A.G. et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Altae-Sayanskaya. List N-44 – Novosibirsk. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Altay-Sayan series. Sheet N-44 – Novosibirsk. Explanatory note]. St. Petersburg: Cartographic factory VSEGEI, 2015. 392 p. In Russian
- Belyaev V.I. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200,000. Izdanie vtoroe. Kuzbasskaya seriya. List N-45-VII (Toguchin). Geologicheskaya karta dochetvertichnykh obrazovaniy* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second edition. Kuzbass series. Sheet N-45-VII (Toguchin). Geological map of the Pre-Quaternary formations]. Moscow: VSEGEI, 2015. In Russian
- Belyaev V.I., Nechaev V.V. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Kuzbasskaya. List N-45-VII (Toguchin). Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second edition. Kuzbass series. Sheet N-45-VII (Toguchin). Explanatory note]. Moscow: VSEGEI, 2015. 178 p. In Russian
- Dobretsov N.L., Vladimirov A.G., Kruk N.N. Permian-Triassic magmatism in the Altai-Sayan fold system as a reflection of the Siberian superplume // *Doklady Earth Sciences*. 2005. V. 400. No. 1. pp. 505–509. In Russian
- Zhimulev F.I., Stepanov A.S., Gillespie J., Glorie S., Vetrov E.V., De Greve J. Silurian age of the Ulantov diorite-granite massif (Northern Salair) // *Petrology of igneous and metamorphic complexes. Materials of the X All-Russian petrographic conference with international participation*. 2018. pp. 150–156. In Russian
- Zhimulev F.I., Kargopolov S.A., Travin A.V. et al. *Istoriya geologicheskogo razvitiya Salairskoy skladchatoy zony, novye dannye o metamorfizme i vozraste magmaticheskoy aktivnosti* [History of the geological development of the Salair folded zone, new data on metamorphism and the age of igneous activity] // *Fundamental problems of tectonics and geodynamics. Proceedings of the LII Tectonic Meeting*. 2020. pp. 219–223. In Russian
- Kolpakova R.F., Vavilikhin G.A. *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000. Seriya Kuzbasskaya. List N-45-VII. Ob'yasnitel'naya zapiska* [Geological map of the USSR, scale 1:200,000. Kuzbass series. Sheet N-45-VII. Explanatory note]. Moscow: Copying and Cartographic Enterprise of the All-Union Geological Fund, 1973. 104 p. In Russian
- Kolpakova R.F., Gintsinger A.B. *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200 000. Seriya Kuzbasskaya. List N-45-VII. Geologicheskaya karta* [Geological map of the USSR, scale 1:200,000. Kuzbass series. Sheet N-45-VII. Geological map]. Novosibirsk: Factory No. 9, 1963. In Russian
- Nikolaeva I.V., Palesskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. Analysis of Geologic Reference Materials for REE and HFSE by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) // *Geochemistry International*. 2008. V. 46. No. 10. pp. 1085–1091. In Russian
- Nikolaeva I.V., Palessky S.V., Chirko O.S., Chernozhukhin S.M. Determination of major and trace elements by inductively coupled mass-spectrometry in silicate rocks after fusion with LiBO₂ // *Analitika i kontrol'* [Analytics and Control]. 2012. V. 16. No. 2. pp. 134–142. In Russian
- Roslyakov N.A., Shcherbakov Yu.G., Alabin L.V. et al. *Minerageniya oblasti sochleneniya Salaira i Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony* [Minerageny of the Salair and Kolyvan'-Tomsk fold zone conjugated area]. Novosibirsk: SB RAS, Geo branch, 2001. 243 p. In Russian
- Sotnikov V.I., Fedoseev G.S., Kungurtsev L.V. et al. *Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony* [Geodynamics, magmatism, and metallogeny of the Kolyvan'-Tomsk fold zone]. Novosibirsk: SB RAS, SPC UIGGM, 1999. 227 p. In Russian
- Baldwin J.A., Pearce J.A. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes // *Economic Geology*. 1982. V. 77 (3). pp. 664–674. doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.664
- Belousova E., Griffin W.L., O'reilly S.Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 143. pp. 602–622. doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7
- Buslov M.M., Saphonova I.Y., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *Geosciences Journal*. 2001. V. 5. pp. 203–224. doi.org/10.1007/BF02910304
- Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A. Correlated microanalysis of zircon: Trace element, $\delta^{18}\text{O}$, and U-Th-Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex > 3900 Ma detrital grains // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70 (22). pp. 5601–5616. doi.org/10.1016/j.gca.2006.08.011
- Chiaradia M., Ulianov A., Kouzmanov K., Beate B. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? // *Scientific Reports*. 2012. V. 2. 685. doi.org/10.1038/srep00685
- Cooke D.R., Baker M., Hollings P., Sweet G., Chang Z., Danyushevsky L., Gilbert S., Zhou T., White N., Gemmell J.B., Inglis S. New advances in detecting the distal geochemical footprints of porphyry systems – Epidote mineral chemistry as a tool for vectoring and fertility assessments. In: Kelley K.D., Golden H.C. (eds.), *Building Exploration Capability for the 21st Century*. Society of Economic Geologists Special Publication. 2014. V. 18. pp. 127–152. doi.org/10.5382/SP.18.07
- Cooke D.R., Agnew P., Hollings P., Baker M., Chang Z., Wilkinson J.J., Ahmed A., White N.C., Zhang L., Thompson J., Gemmell J.B., Danyushevsky L., Chen H. Recent advances in the application of mineral chemistry to exploration for porphyry copper–gold–molybdenum deposits: detecting the geochemical fingerprints and footprints of hypogene mineralization and alteration // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2020. V. 20 (2). 176. doi.org/10.1144/geochem2019-039
- Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A. Amphibole “sponge” in arc crust? // *Geology*. 2007. V. 35 (9). pp. 787–790. doi.org/10.1130/G23637A.1
- Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. pp. 662–665. doi.org/10.1038/347662a0
- Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // *Geology*. 1993. V. 21 (6). pp. 547–550. doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0547:MSHPEO>2.3.CO;2
- Gardiner N.J., Hawkesworth C.J., Robb L.J., Whitehouse M.J., Roberts N.M.W., Kirkland C.L., Evans N.J. Contrasting granite metallogeny through the zircon record: A case study from Myanmar. *Scientific Reports*. 2017. V. 7 (1). 748. doi.org/10.1038/s41598-017-00832-2

- Groves D.I., Santosh M., Müller D., Zhang L., Deng J., Yang L.-Q., Wang Q.-F. Mineral systems: Their advantages in terms of developing holistic genetic models and for target generation in global mineral exploration // *Geosystems and Geoenvironment*. 2022. V. 1 (1). 100001. doi.org/10.1016/j.geogeo.2021.09.001
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. V. 53 (1). pp. 27–62. doi.org/10.2113/0530027
- Lang J.R., Tittle S.R. Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits // *Economic Geology*. 1998. V. 93 (2). pp. 138–170. doi.org/10.2113/gsecongeo.93.2.138
- Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *Journal of the Geological Society of London*. 1991. V. 148. pp. 825–833. doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.08
- Loucks R.R. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2014. V. 61 (1). pp. 5–16. doi.org/10.1080/08120099.2013.865676
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Henríquez G.J. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon. *Journal of Petrology*. 2020. V. 61. ega034. doi.org/10.1093/petrology/egaa034
- Lu Y.J., Loucks R.R., Fiorentini M., McCuaig T.C., Evans N.J., Yang Z.M., Hou Z.Q., Kirkland C.L., Parra-Avila L.A., Kobussen A. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. In: Richards J.P. (ed.), *Society of Economic Geologists Special Publication No. 19 on Tethyan Tectonics and Metallogeny*. Chapter 13. Society of Economic Geologists, 2016. pp. 329–347. doi.org/10.5382/SP.19.13
- Lu Y.J., Hou Z.Q., Yang Z.M., Parra-Avila L.A., Fiorentini M.L., McCuaig T.C., Loucks R.R. Terrane-scale porphyry Cu fertility in the Lhasa Terrane, southern Tibet // *Geological Survey of Western Australia*. 2017. Record 6. pp. 95–100.
- Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M., Spence J., Coogan L.A. Apatite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration // *Economic Geology*. 2016. V. 111 (5). pp. 1187–1222. doi.org/10.2113/econgeo.111.5.1187
- Nevalko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A., Vesnin V.S., Fominyk P.A. Uranium-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu-Mo-Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geology Reviews*. 2021. V. 139. Part B. 104532. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104532
- Ni Z., Arevalo R., Piccoli P., Reno B. L. A novel approach to identifying mantle-equilibrated zircon by using trace element chemistry // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2020. V. 21. e2020GC009230. doi.org/10.1029/2020GC009230
- Pan L.-C., Hu R.-Z., Bi X.-W., Wang Y., Yan J. Evaluating magmatic fertility of Paleo-Tethyan granitoids in eastern Tibet using apatite chemical composition and Nd isotope // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 127. 103757. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103757
- Pizarro H., Campos E., Bouzari F., Rousse S., Bissig T., Gregoire M., Riquelme R. Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 126. 103771. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103771
- Richards J.P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // *Economic Geology*. 2003. V. 98 (8). pp. 1515–1533. doi.org/10.2113/gsecongeo.98.8.1515
- Richards J.P. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water // *Economic Geology*. 2011. V. 106 (7). pp. 1075–1081. doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075
- Richards J., Kerrich R. Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // *Economic Geology*. 2007. V. 102 (4). pp. 537–576. doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537
- Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan // *Economic Geology*. 2012. V. 107 (2). pp. 295–332. doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42 (1). pp. 313–345. doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Sennikov N.V., Obut O.T., Lykova E.V., Timokhin A.V., Gonta T.V., Khabibulina R.A., Shcherbanenko T.A., Kipriyanova T.P. Ordovician sedimentary basins and paleobiotas of the Gorny Altai // *Guidebook of the 13th International Symposium on the Ordovician System*. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2019. 184 p. doi.org/10.15372/ORDOVICIAN2019SNV
- Svetlitskaya T.V., Nevalko 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. doi.org/10.1016/j.gr.2016.06.014
- Svetlitskaya T.V., Nevalko P.A. New whole-rock skarn and porphyry fertility indicators: Insights from Cu-Au-Fe skarn and Cu-Mo-Au porphyry deposits in Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geology Reviews*. 2022. V. 149. 105108. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105108
- Thiéblemont D., Stein G., Lescuyer J.-L. Gisements épithermaux et porphyriques: la connexion adakite // *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*. 1997. V. 325(2). pp. 103–109. doi.org/10.1016/s1251-8050(97)83970-5. In French with English abridged version
- Trail D., Watson E.B., Tailby N.D. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012. V. 97. pp. 70–87. doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.032
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 151. pp. 413–433. doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5
- Wen G., Zhou R.-J., Li J.-W., Chang J., Hua H., Yan D.-R., Wei K.-T., Jin S.-G. Skarn metallogeny through zircon record: An example from the Daye Cu-Au-Fe-Mo district, eastern China // *Lithos*. 2020. V. 378–379. 105807. doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105807
- Wilkinson J.J., Chang Z., Cooke D.R., Baker M.J., Wilkinson C.C., Inglis S., Chen H., Gemmell J.B. The chlorite proximator: A new tool for detecting porphyry ore deposits // *Journal of Geochemical Exploration*. 2015. V. 152. pp. 10–26. doi.org/10.1016/j.jgexplo.2015.01.005
- Wilkinson J.J., Cooke D.R., Baker M.J. et al. Porphyry indicator minerals and their mineral chemistry as vectoring and fertility tools. In: McClenaghan M.B., Layton-Matthews D. (eds.), *Application of indicator mineral methods to bedrock and sediments*. Geological Survey of Canada, 2017. Open File 8345. pp. 67–77. doi.org/10.4095/306317

Williamson B.J., Herrington R.J., Morris A. Porphyry copper enrichment linked to excess aluminium in plagioclase // Nature Geoscience. 2016. V. 9. pp. 237–241. doi.org/10.1038/ngeo2651

Zou X., Qin K., Han X., Li G., Evans N.J., Li Z., Yang W. Insight into zircon REE oxy-barometers: a lattice strain model perspective // Earth and Planetary Science Letters. 2019. V. 506. pp. 87–96. doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.031

Информация об авторах:

Светлицкая Т.В., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория рудообразующих систем, Институт геологии и минералогии им. И.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: svt@igm.nsc.ru

Неволько П.А., кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией рудообразующих систем, Институт геологии и минералогии им. И.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: nevolko@igm.nsc.ru

Дранишников Д.Е., инженер, лаборатория рудообразующих систем, Институт геологии и минералогии им. И.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; магистрант, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: dranishnikovade@igm.nsc.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Svetlitskaya T.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of ore-forming systems, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: svt@igm.nsc.ru

Nevolko P.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory of ore-forming systems, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: nevolko@igm.nsc.ru

Dranishnikova D.E., Engineer, Laboratory of ore-forming systems, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia; Master's Degree Student, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: dranishnikovade@igm.nsc.ru

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article. The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 28.11.2022; одобрена после рецензирования 11.09.2023; принята к публикации 05.12.2023

The article was submitted 28.11.2022; approved after reviewing 11.09.2023; accepted for publication 05.12.2023

Научная статья

УДК 552.321.5:553.08

doi: 10.17223/25421379/29/3

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АРГЫСУКСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА (СЗ ВОСТОЧНОГО САЯНА)

Алексей Николаевич Юричев¹, Алексей Иванович Чернышов²



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

¹ juratur@yandex.ru

² aich@ggf.tsu.ru

Аннотация. Объектом исследования является слабо изученный Аргысуksкий габбровый массив, локализованный в северо-западной части Канской глыбы Восточного Саяна. Он сложен преимущественно оливин-пироксен-роговообманковыми габбро при ограниченной распространенности лейкократовых разновидностей. В породах диагностирована железо-титанистая и сульфидная минерализация. Показанная эволюция химического состава габброидов и слагающих их породообразующих и рудных минералов отражает процесс дифференциационной кристаллизации родоначального магматического расплава. Формирование очагов исходного расплава происходило за счет толеитовых базальтов океанического плато, при их поглощении и последующем плавлении в зоне субдукции. Дальнейшая эволюция расплава была обусловлена процессами его перемещения в магматическую камеру, которое сопровождалось контаминацией вмещающих пород континентальной коры. Полученные петрологические данные позволили проследить общую эволюционную тенденцию развития единого для Аргысуksкого и Талажинского массивов родоначального магматического расплава и сделать предположение о его кристаллизационной дифференциации с образованием двух производных расплавов ультраосновного и основного составов с последующим их внедрением и кристаллизацией.

Ключевые слова: Восточный Саян, Аргысуksкий массив, габброиды, петрография, минералогия, геохимия, генезис, потенциальная рудоносность

Для цитирования: Юричев А.Н., Чернышов А.И. Петрологические особенности и рудная минерализация Аргысуksкого габбрового массива (СЗ Восточного Саяна) // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 49–64. doi: 10.17223/25421379/29/3

Original article

doi: 10.17223/25421379/29/3

PETROLOGICAL FEATURES AND ORE MINERALIZATION OF THE ARGYSUKSKY GABBRO MASSIF (NW OF EASTERN SAYAN)

Alexey N. Yurichev¹, Alexey I. Chernyshov³

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

¹ juratur@yandex.ru

² aich@ggf.tsu.ru

Abstract. The poorly studied Argysuksky gabbro massif, localized within the Kan block of Eastern Sayan. *Aim.* Comprehensive petrological study of the rocks of the Argysuksky massif to clarify its formational affiliation and genetic nature, as well as to assess degree of prospects for discovering potential Pt-Cu-Ni mineralization in it. Detailed petrographic study of gabbroïdes of massif in thin sections and polished sections using polarizing microscope AxioScope Carl Zeiss, assessment of material composition of rocks by XRF (Oxford ED-2000 spectrometer) and ICP-MS (Agilent 7500 series spectrometer), diagnostics of chemical composition of rock-forming and ore minerals by X-ray spectral microanalysis using Tescan Vega II LMU scanning electron microscope with energy-dispersive spectrometer of INCA Energy 450 and wave-dispersive spectrometer of INCA Wave 700, geodynamic modeling. It has been established that gabbroïdes of the massif are predominantly represented by olivine-pyroxene-hornblende gabbros with limited occurrence of leucocratic varieties. They are diagnosed with iron-titanium and sulfide mineralization. The evolution of chemical composition of gabbroïdes and their constituent rock-forming and ore minerals is shown, which reflects process of differential crystallization of parental magmatic melt. Formation of foci of initial melt occurred due to tholeiitic basalts of an oceanic plateau, during their absorption and subsequent melting in subduction zone. Further evolution of melt was due to processes of its movement into magma chamber, which was accompanied by contamination of host rocks of continental crust. The petrological data obtained make it possible to trace general evolutionary trend in development of parental magmatic melt, which is common for Argysuksky and Talazhinsky massifs and make assumption about its

crystallization differentiation with formation of two derived melts of ultrabasic and basic compositions, followed by their intrusion and crystallization.

Keywords: Eastern Sayan, Argysuksky massif, gabbroides, petrography, mineralogy, geochemistry, genesis, potential ore content

For citation: Yurichev A.N., Chernyshov A.I. (2023) Petrological features and ore mineralization of the Argysuksky gabbro massif (NW of Eastern Sayan). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 49–64. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/29/3

Введение

В геологической литературе с конца 1990-х гг. появляется значительный объем новых данных по Pt-Cu-Ni оруденению, связанному с разноформационными ультрамафит-мафитовыми массивами подвижных складчатых поясов азиатской части Евразии, охватывающей территорию Южной Сибири, Казахстана, Монголии и Северного Китая [Агафонов и др., 2005; Tolstykh et al., 2002; Lehmann et al., 2007; Поляков и др., 2013; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Юричев, 2014; Подлипский и др., 2015], что представляет как прикладной, так и научно-исследовательский интерес. В пределах Канского блока, локализованного в северо-западной части Восточного Саяна, при проведении в предыдущие годы геолого-разведочных работ, было выявлено большое число ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых массивов, в которых неоднократно отмечалась рудная минерализация Cu, Ni и благородных металлов (золото, ЭПГ) [Платиноносность..., 1995; Корнев и др., 2004; Юричев, Чернышов, 2011]. В 60–80-е гг. XX в. по результатам таких работ в северо-западной части блока был выделен и охарактеризован расслоенный Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый массив, не имеющий по своей формационной принадлежности аналогов в данном регионе [Чернышов, Юричев, 2012; Юричев и др., 2013]. Относительно недавно (в 2008 г.) в процессе поисковых работ на Pt-Cu-Ni оруденение Канской ГРП под руководством А.Н. Смагина был выявлен небольшой по размерам Аргысукский габбровый массив, который авторы склонны считать вероятным сателлитом от Талажинского массива, локализованного на расстоянии ~1,5 км к юго-западу от исследуемого объекта.

Авторами статьи, принимающими непосредственное участие в поисковых работах, как на этапе полевых, так и на этапе последующих лабораторных исследований, был собран представительный каменный материал в количестве 25 образцов, из которых были изготовлены прозрачные и полированные шлифы, а также порошки для последующих химических исследований.

Целью настоящей работы является комплексное петрологическое изучение Аргысукского габбрового массива с использованием прецизионных аналитических методов исследования вещества (РФА, ICP-MS,

микронзонд) для уточнения его формационной принадлежности и генетической природы, а также оценки его металлогенического потенциала. Все исследования выполнены на оборудовании Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета (грант Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 13.ЦКП.21.0012).

Краткая геологическая характеристика исследуемого массива

Аргысукский габбровый массив выделен как самостоятельный геологический объект только в 2008 г. из крупного Малодизинского плутона Канской глыбы Восточного Саяна. Он расположен на водоразделе рек Аргысук и Анжа (рис. 1), имеет на поверхности субизометричную форму (3×3,5 км²) и сложен исключительно дифференцированной серией габброидов от меланократовых до лейкократовых разновидностей. Однако природа аэромагнитного поля на исследуемой территории (данные А.Н. Смагина, 2008 г.) позволяет предположить в его придонной части существование ультрамафитов.

Массив локализован среди пород раннепротерозойской орьинской толщи, представленной в основном средне- и крупнозернистыми амфиболитами (метабазами) и амфиболовыми плагиогнейсами (80–95 %) с подчиненными прослоями биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов и сланцев, мраморов и слюдистых кварцитов. В целом по составу толща определяется как существенно метабазальтовая вулканогенная ассоциация [Ножкин, Смагин, 1988].

Петрографическая характеристика пород

Аргысукский массив слагают габброиды, состав которых изменяется в широком диапазоне от меланократовых (оливин-пироксен-роговообманковые) до лейкократовых разновидностей. Породы часто амфиболитизированы и хлоритизированы. Они обычно имеют массивную текстуру, однако в лейкократовых разновидностях нередко обнаруживают трахитоидную, обусловленную субпараллельной ориентировкой порфиризовидных призматических зерен плагиоклаза.

Основная масса мелко-, среднезернистая габбро-офитовая с размерами зерен от 1,0 до 3,5 мм.

Оливиновое габбро сложено идиоморфными зернами оливина (15–20 %) и плагиоклаза (55–60 %) и ксеноморфными зернами клинопироксена (15–25 %), заполняющего интерстиции между первыми двумя минералами (рис. 2, а). Отмечаются неправильные зерна бурой роговой обманки (3–5 %) и биотита (< 1 %).

Из вторичных минералов выделены уралит, актинолит и хлорит. Рудные минералы распределены неравномерно, иногда до 5 %. Они имеют субизометричную либо ксеноморфную форму и размеры менее 1 мм.

При возрастающей роли роговой обманки (до 15 %) в составе за счет уменьшения клинопироксена (до 5–7 %) авторами выделяется *оливин-роговообманковое габбро* (рис. 2, б).

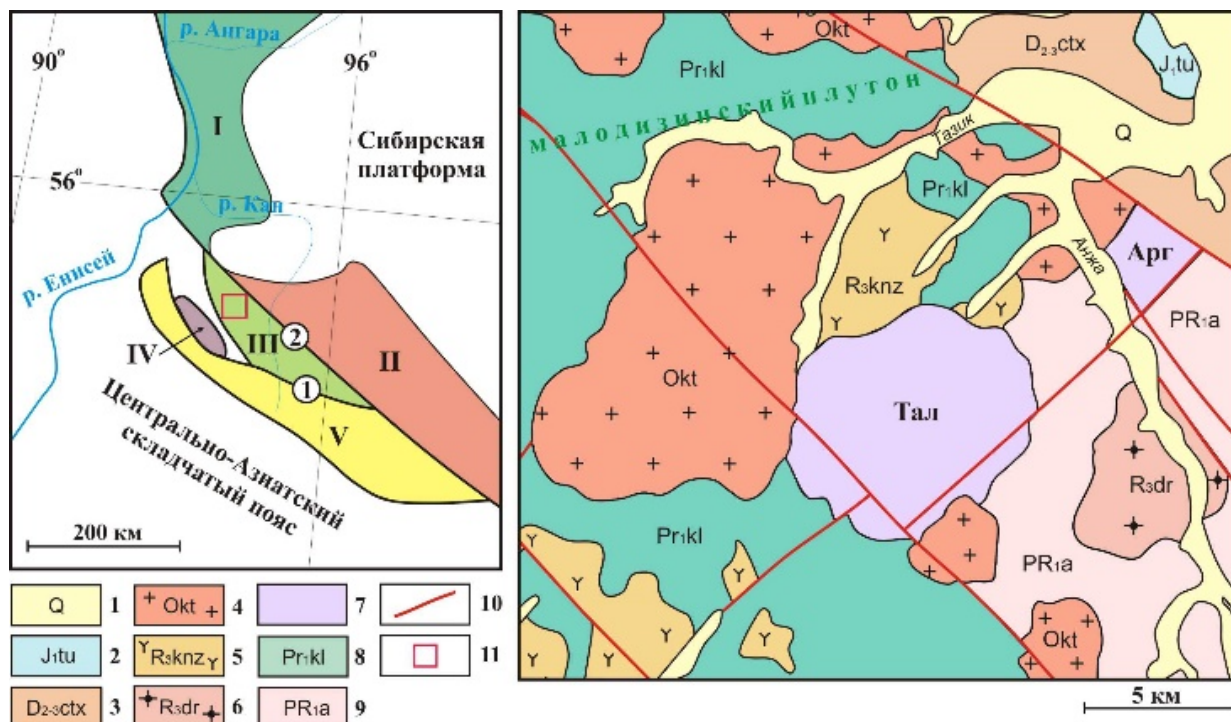


Рис. 1. Геологическая карта района локализации Аргысуковского массива в пределах Канской глыбы и ее положение в региональной структуре (составлено по материалам А.Н. Смагина, А.В. Ренжина, А.Г. Еханина, А.Д. Ножкина, О.М. Туркиной, А.И. Чернышова)

1 – четвертичная аллювиальная терригенная формация; 2 – юрская терригенно-угленосная формация: переясловская свита; 3 – средне-верхнедевонская карбонатно-терригенная формация: павловская, кунгусская свиты; 4 – ордовикская лейкогранитовая формация: кутурчинский комплекс; 5 – позднерифейская габбро-сиенитовая формация: кинзельюкский (казырский) комплекс; 6 – позднерифейская (?) формация микроклиновых гранитов: дербинский, широкологский комплексы (возможно, полихронная); 7 – позднерифейская плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовая формация: Талажинский (Тал) и Аргысуковский (Apr) массивы; 8 – раннепротерозойская (?) перидотит-пироксенит-габбровая формация: кулибинский комплекс (очевидно, полихронный); 9 – раннепротерозойская (?) орынская толща, преимущественно амфиболитовая с метакоматиитами; 10 – тектонические нарушения; 11 – расположение района исследования в Канской глыбе. На врезке положение Канской глыбы в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы. Выступы кристаллического фундамента платформы: I – Ангара-Канский; II – Присянский. Докембрийские структуры складчатого обрамления: III – Канский блок; IV – Арзыбейский блок; V – Дербинский блок. Разломы (цифры в кружках): 1 – Главный Восточно-Саянский; 2 – Канско-Агульский

Fig. 1. Geological map of the area of Argysuksky massif localization within the Kan block and its position in regional structure (drawn by the data of A.N. Smagin, A.V. Renzhin, A.G. Ekhanin, A.D. Nozhkin, O.M. Turkina, A.I. Chernyshov)

1 is the quaternary alluvial terrigenous formation; 2 is the Jurassic terrigenous-coal formation: pereyaslov strata; 3 is the middle Upper Devonian terrigenous-carbonate formation: pavlovskaya, kungusskaya strata; 4 is the Ordovician leucogranite formation: kuturchinsky complex; 5 is the late Riphean gabbro-syenitic formation: kinzelyuksky (kazysky) complex; 6 is the late-Riphean (?) formation of microcline granites: derbinsky, shirokologsky complexes (probably polychronous); 7 is the late-Riphean plagiodunite-tractolite-gabbro-anorthite formation: Talazhinsky (Tal) and Argysuksky (Apr) complexes; 8 is the Early Proterozoic (?) peridotite-pyroxenite-gabbro formation: kulibinsky complex (obviously polychronous); 9 is the Early Proterozoic (?) orynskaya formation, essentially amphibolitic with metakomatiites; 10 is the tectonic deformations; 11 is the position of the area under study in the Kan block. The inset map demonstrates the position of the Kan block in the structures of South-West framing of Siberian platform. Highs of platform crystalline basement: I – Angara-Kansk; II – Sayan. Pre-Cambrian folded framing structures: III – Kan block; IV – Arzybeysky block; V – Derbinsky block. Faults (the numbers are in circles): 1 – Main East-Sayan; 2 – Kansk-Agulsk

Роговообманковое габбро сложено идиоморфными зернами плагиоклаза (60–65 %) и ксеноморфными зернами роговой обманки с фрагментами клинопироксена в их центральных частях (до 30 %) (рис. 2, *c*).

Отмечаются биотит (до 2 %) и рудные минералы (до 5 %). Из вторичных минералов устанавливаются хлорит, актинолит и эпидот.

Лейкократовое габбро сложено преимущественно плагиоклазом (70–80 %) при подчиненной роли других минералов: роговой обманки (до 15 %), биотита (2–3 %) и рудных минералов (2–5 %) (рис. 2, *d*). Вторичные минералы представлены актинолитом, хлоритом, серицитом и эпидотом. Рудные минералы представлены отдельными обособленными агрегативными выделениями размером до 3,0 мм.

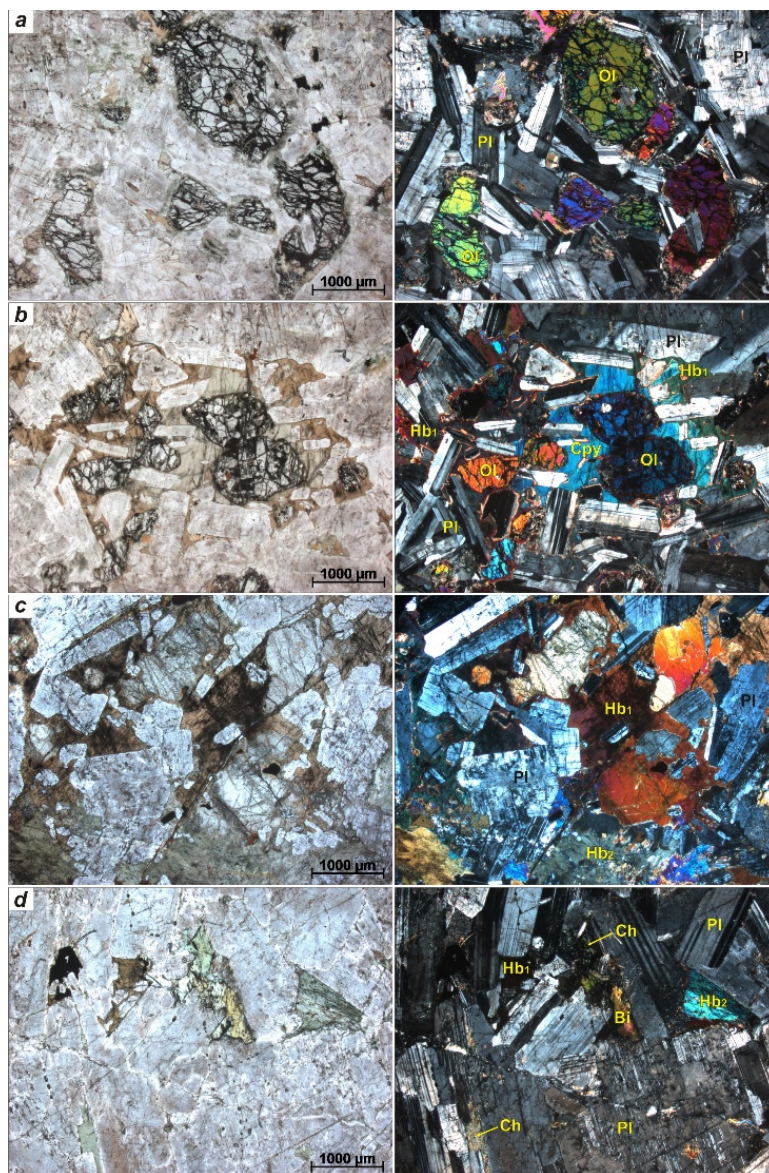


Рис. 2. Микрофотографии габброидов Аргысукского массива без анализатора (слева) и с анализатором (справа)

a – оливиновое габбро с офитовой структурой; *b* – оливин-роговообманковое габбро с офитовой структурой; *c* – роговообманковое габбро с габбровой структурой; *d* – лейкократовое габбро с габбровой структурой. *Ol* – оливин; *CPy* – клинопироксен; *Hb* – роговая обманка (*1* – первичная магматическая, *2* – вторичная, уралит?); *Pl* – плагиоклаз; *Bi* – биотит; *Ch* – хлорит

Fig. 2. Microphotographs of gabbroids of the Argysuksky massif without analyzer (on the left) and with analyzer (on the right)

a – olivine gabbro with ophitic structure; *b* – olivine-hornblende gabbro with ophitic structure; *c* – hornblende gabbro with gabbro structure; *d* – leucocratic gabbro with gabbro structure. *Ol* – olivine; *CPy* – clinopyroxene; *Hb* – hornblende (*1* – primary igneous, *2* – secondary, urolite?); *Pl* – plagioclase; *Bi* – biotite; *Ch* – chlorite

Особенности минералогического состава

Оливиновое и оливин-роговообманковое габбро. По химическому составу оливин соответствует хризолиту (Fa₂₀₋₂₇), плагиоклаз – битовниту (An₇₄₋₈₅), клинопироксен – диопсиду (En₄₂₋₄₄ Fs₁₁₋₁₂ Wo₄₅₋₄₇), роговая обманка, согласно классификации Б.Е. Лика [Leake et al., 1997], отвечает титанистому чермакиту (табл. 1–3; рис. 3).

Рудные минералы представлены хроммагнетитом, магнетитом, ильменитом, пирротинитом, пентландитом, халькопиритом и пиритом; значительное реже – халькозином, борнитом, миллеритом и галениитом (табл. 4, рис. 4).

Роговообманковое габбро. По химическому составу плагиоклаз изменяется от битовнита до лабрадора (An₆₆₋₇₆), клинопироксен соответствует авгиту (En₄₉₋₅₅ Fs₁₆₋₂₁ Wo₂₈₋₂₉) (табл. 2–3; рис. 3). Роговая обманка представлена двумя модификациями: первичной и

вторичной. Первая представлена зёрнами с плеохроизмом от буро-зелёного до бледно-светло-коричневого цвета и по классификации Б.Е. Лика [Leake et al., 1997] соответствует титанистому чермакиту. Для второй модификации характерны зёрна с плеохроизмом от бледно-зелёного до зелёного цвета. Она, очевидно, представлена уралитом и является продуктом замещения первичной бурой роговой обманки и клинопироксена. Рудные минералы соответствуют по химическому составу магнетиту, ильмениту, халькопириту, пириту и галенииту (см. табл. 4).

Лейкократовое габбро. Химический состав плагиоклаза изменяется от битовнита до лабрадора (An₆₅₋₈₁), клинопироксен соответствует авгиту (En₅₁₋₅₅ Fs₁₆₋₁₈ Wo₂₉₋₃₁) (табл. 2–3; рис. 3). Роговая обманка, подобно данному минералу из роговообманкового габбро, формирует две модификации схожего химического состава. Рудные минералы представлены магнетитом и пиритом (табл. 4).

Таблица 1

Химический состав оливина в породах Аргысукского массива, мас. %

Table 1

Chemical composition of olivine in rocks of Argysuksky massif, wt. %

Порода	Ol-габбро						Ol-Hb габбро				
Образец	151			154			2141			2112	
SiO ₂	38,25	38,33	38,3	38,99	37,53	38,24	39,03	39,21	39,54	38,71	39,02
MgO	40,72	40,5	39,73	40,88	37,72	39,86	41,91	39,27	40,57	41,08	41,53
FeO _{tot}	20,64	20,84	21,59	19,77	24,33	21,42	18,69	20,82	19,57	19,26	18,78
MnO	0,39	0,33	0,38	0,36	0,42	0,48	0,36	0,36	0,32	0,38	0,40
CaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,08	0,06
Сумма	100	100	100	100	100	100	99,99	99,66	100	99,51	99,79
Fa (%)	22,1	22,4	23,4	21,4	26,6	23,2	20,1	23,0	21,3	20,8	20,2

Примечание. Здесь и далее анализы вещественного состава минералов выполнены на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si (Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 (оператор Е.В. Корбовяк) в Томском региональном центре коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета. Fa – содержание фаялитовой молекулы [Fa (%) = Fe/(Fe+Mg)×100]. FeO_{tot} – суммарное железо. «н.о.» – элементы не выявлены.

Note. Here and below analyzes of mineral composition were performed on scanning electron microscope Tescan Vega II LMU, equipped with energy-dispersive spectrometry (with a semiconductor Si (Li) detector INCA x-sight) INCA Energy 350 and wave-dispersive spectrometer INCA Wave 700 (operator E.V. Korbovyak) on the equipment of Tomsk Regional Core Shared Research Facilities Center of National Research Tomsk State University. Fa – content of fayalite molecule in olivine [Fa (%) = Fe/(Fe+Mg)×100]. FeO_{tot} – total iron. «н.о.» – elements not detected.

Таблица 2

Химический состав плагиоклаза в породах Аргысукского массива, мас. %

Table 2

Chemical composition of plagioclase in rocks of Argysuksky massif, wt. %

Порода	Ol-габбро						Ol-Hb габбро			Hb габбро			Лейкократовое габбро			
Образец	151			154			2141			2127			2136		2146	
Na ₂ O	3,52	3,74	2,80	4,05	4,23	3,32	3,45	3,33	3,96	5,42	4,08	4,68	5,59	3,65	4,90	3,23
Al ₂ O ₃	30,88	30,83	32,12	30,44	31,28	31,03	31,59	30,61	30,05	28,20	29,92	29,33	27,93	30,17	29,81	30,56
SiO ₂	50,69	50,76	48,73	51,53	51,66	50,40	50,39	50,60	52,27	55,02	51,86	53,24	55,48	51,19	53,10	51,92
K ₂ O	н.о.	0,15	0,17	н.о.	н.о.	н.о.	0,19	0,52	0,23	0,25	0,19	0,15	0,32	0,18	0,17	н.о.
CaO	14,34	14,15	15,68	13,42	12,53	14,96	14,03	14,51	13,10	10,78	12,92	12,31	10,29	14,47	11,67	13,50
FeO _{tot}	0,58	0,37	0,49	0,57	0,30	0,30	0,35	0,43	0,39	0,33	1,03	0,29	0,40	0,34	0,35	0,37

Порода	Ol-габбро						Ol-Hb габбро			Hb габбро			Лейкократовое габбро			
Образец	151			154			2141			2127			2136		2146	
Сумма	100,01	100	99,99	100,01	100	100,01	100	100	100	100	100	100	100,01	100	100	99,58
Ап (%)	80,3	79,1	84,9	76,8	74,8	81,8	80,3	81,3	76,8	66,5	76,0	72,5	64,8	79,9	70,4	80,7

Примечание. Ап – содержание анортитовой молекулы, $[An (\%) = Ca / (Ca + Na + K) \times 100]$.

Note. An is the content of anorthite molecule, $[An (\%) = Ca / (Ca + Na + K) \times 100]$.

Таблица 3

Химический состав клинопироксена в породах Аргысукского массива, мас. %

Table 3

Chemical composition of clinopyroxene in rocks of Argysuksky massif, wt. %

Порода	Ol-габбро			Ol-Hb габбро		Hb габбро			Лейкократовое габбро			
Образец	151		154	2141		2127			2136			
Na ₂ O	0,47	0,48	0,64	0,54	0,54	0,51	0,77	0,76	0,72	0,99	0,31	
MgO	15,13	14,59	14,90	14,02	13,53	15,78	17,88	16,70	17,14	16,46	17,95	
Al ₂ O ₃	4,33	4,52	4,24	3,46	6,53	5,98	5,31	5,33	4,74	3,24	3,03	
SiO ₂	49,51	49,63	49,89	49,19	49,73	50,42	52,04	51,75	52,40	52,98	55,32	
CaO	21,76	21,99	21,50	21,59	20,23	13,02	12,93	12,78	13,11	14,09	13,03	
TiO ₂	1,43	1,42	1,13	1,59	1,38	1,06	1,08	н.о.	0,80	0,46	н.о.	
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0,75	0,61	0,41	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
MnO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,29	0,24	0,32	0,26	0,47	0,49	
FeO _{tot}	6,60	6,80	6,95	7,00	6,90	12,22	9,40	11,85	10,43	10,58	9,45	
Сумма	99,23	99,43	100	98,00	99,25	99,83	99,99	99,81	100,02	99,57	99,76	
En	44,1	42,7	43,5	41,7	42,3	49,3	55,3	51,3	52,7	50,6	55,1	
Fs	10,6	11,1	11,5	11,7	12,0	21,3	16,2	20,6	18,2	18,2	16,3	
Wo	45,3	46,2	45,0	46,6	45,7	29,4	28,5	28,1	29,1	31,2	28,6	

Примечание. En – энстатит, $[En = Mg / (Ca + Fe + Mg) \times 100]$; Fs – ферросилит, $[Fs = Fe / (Ca + Fe + Mg) \times 100]$; Wo – волластонит, $[Wo = Ca / (Ca + Fe + Mg) \times 100]$.

Note. En – enstatite, $[En = Mg / (Ca + Fe + Mg) \times 100]$; Fs – ferrosilite, $[Fs = Fe / (Ca + Fe + Mg) \times 100]$; Wo – wollastonite, $[Wo = Ca / (Ca + Fe + Mg) \times 100]$.

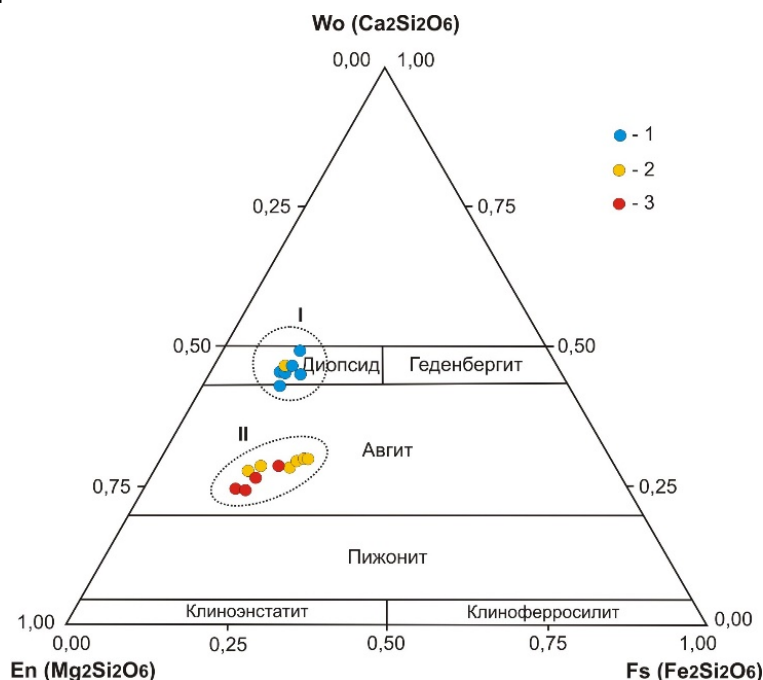


Рис. 3. Тернарная диаграмма En–Fs–Wo [Morimoto et al., 1988] для клинопироксенов из габброндов Аргысукского массива

I – оливиновые; 2 – роговообманковые; 3 – лейкократовые

Fig. 3. Ternary En–Fs–Wo diagram [Morimoto et al., 1988] for clinopyroxenes from gabbroides of the Argysuksky massif

I – olivine gabbro; 2 – hornblende gabbro; 3 – leucocratic gabbro

Таблица 4

Средние химические составы сульфидных минералов из габброидов Аргысукского массива, мас. %

Table 4

Average chemical composition of basic sulfide minerals from gabbroides of Argysuksky massif, wt. %

Образец	Количество анализов	S	Fe	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Сумма
Пирротин	22	37,17	62,82	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,99
Никелистый пирротин	2	38,69	59,45	1,86	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,00
Пентландит	8	33,66	34,71	28,74	2,89	н.о.	н.о.	н.о.	100,00
Халькопирит-1	9	34,90	30,40	н.о.	н.о.	34,66	н.о.	н.о.	99,96
Халькопирит-2	5	35,28	40,93	н.о.	н.о.	23,79	н.о.	н.о.	99,97
Пирит	13	53,28	46,68	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,96
Халькозин	2	23,13	2,70	1,18	н.о.	72,99	н.о.	н.о.	100,00
Борнит	2	26,38	10,11	н.о.	н.о.	63,51	н.о.	н.о.	100,00
Миллерит	3	34,73	1,15	60,02	н.о.	4,10	н.о.	н.о.	100,00
Сфалерит	2	33,69	3,07	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	63,23	99,99
Галенит	3	13,00	0,58	н.о.	н.о.	н.о.	86,42	н.о.	100,00

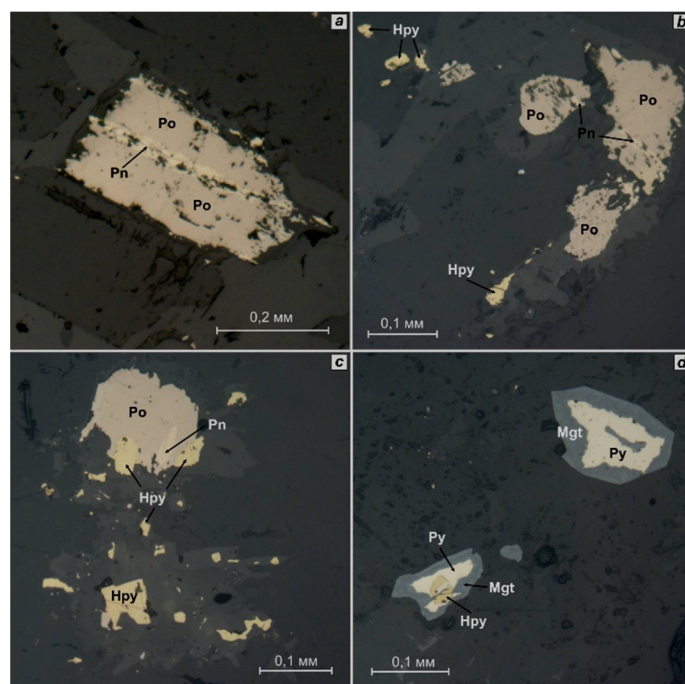


Рис. 4. Микрофотографии сульфидной минерализации в породах Аргысукского массива в отраженном свете

Pn – пентландит; Po – пирротин; Hpy – халькопирит; Py – пирит; Mgt – магнетит

Fig. 4. Microphotographs of sulfide mineralization in rocks of Argysuksky massif in reflected light

Pn – pentlandite; Po – pyrrhotite; Hpy – chalcopyrite; Py – pyrite; Mgt – magnetite

С целью прослеживания эволюции химического состава породообразующих минералов в процессе кристаллизации пород габброидного ряда Аргысукского массива построены бинарные диаграммы, отражающие изменение главных петрогенных элементов в оливине, клинопироксене, роговой обманке и плагиоклазе различных породных разновидностей в

сравнении с аналогичными минералами в породах Талажинского массива (рис. 5).

Оливин. Фигуративные точки составов оливинов Аргысукского и Талажинского массивов обнаруживают единый непрерывный эволюционный тренд, который отражает уменьшение магнезиальности при увеличении железистости в процессе кристаллизации

дифференцированного ряда пород, что хорошо согласуется с общей петрографической тенденцией. При этом оливины из габброидов Талажинского массива являются более магнезиальными по отношению к оливинам из габброидов Аргысукского массива (рис. 5, *a, b*).

Клинопироксен. Бинарные диаграммы состава клинопироксенов построены только для габброидов Аргысукского массива по причине отсутствия аналитических данных по аналогичному минералу Талажинского массива. Полученные фигуративные точки составов формируют линейный эволюционный тренд, характеризующийся увеличением магнезиальности и железистости при уменьшении кальция в

клинопироксене в процессе кристаллизации в ряду от оливиновых до лейкократовых габбро. При этом изменение роли петрогенных элементов в минерале позволяет проследить момент перехода клинопироксена от одной минеральной разновидности к другой, а именно от кристаллизующегося первым диопсида к кристаллизации авгита (см. рис. 3; рис. 5, *c, d*). В процессе формирования оливиновых разновидностей габбро кристаллизуется только диопсид. Кристаллизация авгита, очевидно, совпадает с началом кристаллизации магматической роговой обманки и впервые отмечается в роговообманковых габбро. Лейкократовые габбро, являющиеся крайними дифференциатами в породном ряду, содержат в своём составе только авгит.

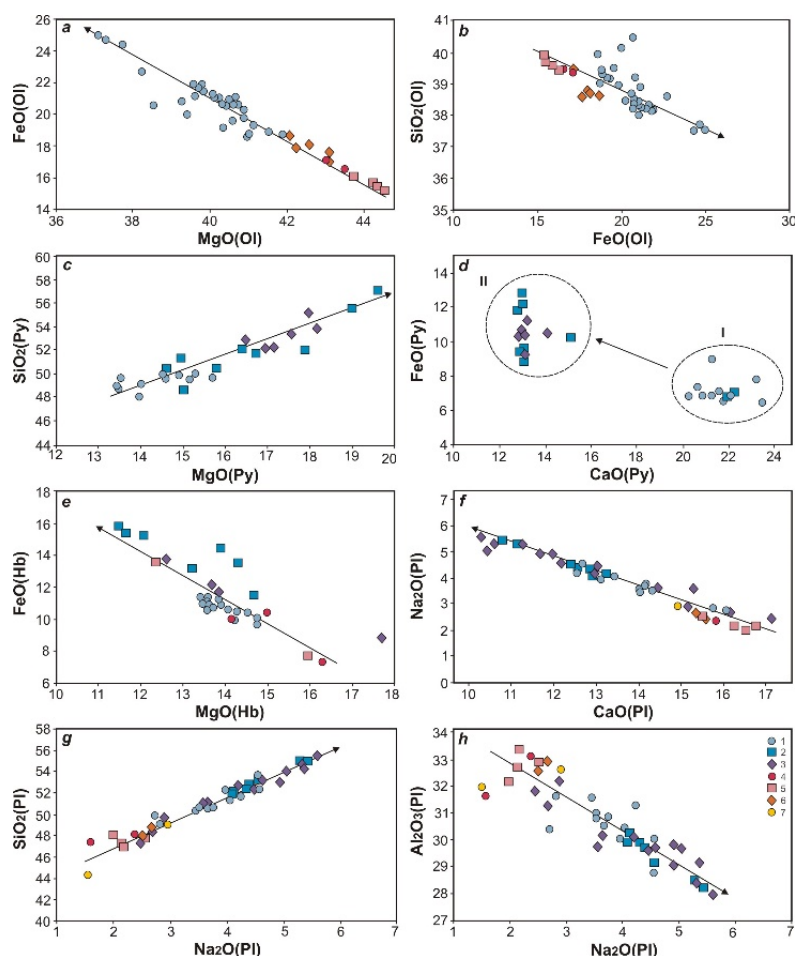


Рис. 5. Химические составы породообразующих минералов из габброидов Аргысукского массива и их сравнение с подобными минералами из пород Талажинского мафит-ультрамафитового массива Канского блока Восточного Саяна

1–3 – габброиды Аргысукского массива: 1 – оливиновые габбро, 2 – роговообманковые габбро, 3 – лейкократовые габбро; 4–7 – породы Талажинского массива: 4 – оливиновые габбро, 5 – троктолиты, 6 – плагиодуниты, 7 – анортозиты. *Ol* – оливин; *Py* – пироксен; *Hb* – бурая роговая обманка; *Pl* – плагиоклаз

Fig. 5. Chemical compositions of rock-forming minerals from gabbroides of the Argysuksky massif and their comparison with similar minerals from rocks of the Talazhinsky mafic-ultramafic massif of the Kan block of Eastern Sayan

1–3 – gabbroides of the Argysuksky massif: 1 – olivine gabbros, 2 – hornblende gabbros, 3 – leucocratic gabbros; 4–7 – rocks of the Talazhinsky massif: 4 – olivine gabbros, 5 – troctolites, 6 – plagiodunites, 7 – anorthosites. *Ol* – olivine; *Py* – pyroxene; *Hb* – brown hornblende; *Pl* – plagioclase

Роговая обманка. Фигуративные точки составов роговой обманки в породах Аргысукского и Талажинского массивов также обнаруживают единый эволюционный тренд, характеризующийся понижением магнетизальности и повышением концентраций железа и кальция в минерале в процессе кристаллизации породного ряда (см. рис. 5, *e*). Как и в вышеописанных минералах, роговая обманка из габброидов Талажинского массива занимает генетически более раннее положение по отношению к роговой обманке из габброидов Аргысукского массива. При этом роговые обманки из пород обоих массивов перекрываются по составам друг с другом, не обнаруживая четкой границы перехода.

Плагиноклаз. Фигуративные точки плагиноклазов из габброидов обоих массивов обнаруживают единый

линейный эволюционный тренд, характеризующийся обратной корреляцией между кальцием и натрием, что отвечает общей петрографической тенденции, обусловленной снижением основности плагиноклаза по мере раскристаллизации от ранних разновидностей габброидов к поздним (рис. 5, *f, h*). Плагиноклазы из габброидов Талажинского массива являются более основными. При этом плагиноклазы из плагинодунитов Талажинского массива располагаются между плагиноклазами из габброидов исследуемых массивов.

Бинарные диаграммы химического состава главных сульфидных минералов – *пирротина* и *пентландита* – из сравниваемых массивов также хорошо сопоставляются и отвечают единому эволюционному тренду (рис. 6).

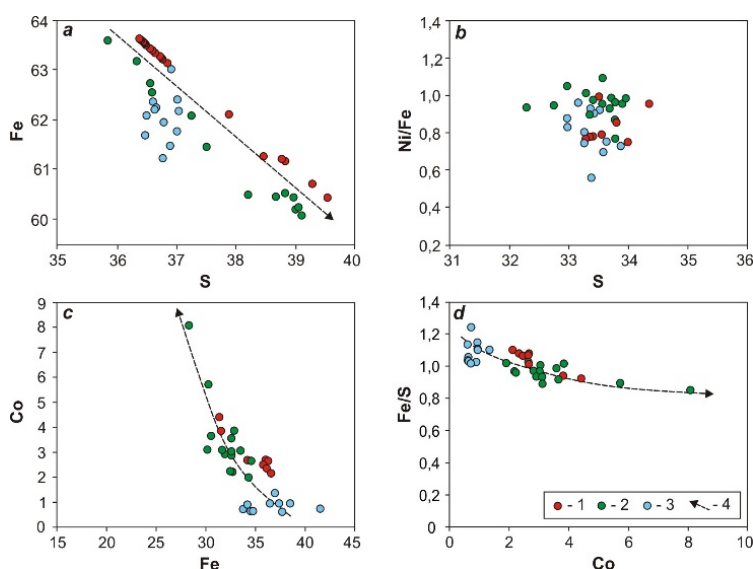


Рис. 6. Химические составы пирротинов (а) и пентландитов (b–d) из пород Аргысукского, Талажинского и Кингашского массивов Канской глыбы (СЗ Восточного Саяна)

1 – Аргысукский массив; 2 – Талажинский массив; 3 – Кингашский массив; 4 – эволюционный тренд

Fig. 6. Chemical compositions of pyrrhotines (a) and pentlandites (b–d) from rocks of Argysuksky, Talazhinsky and Kingash massifs of Kan block (NW of Eastern Sayan)

1 – Argysuksky massif; 2 – Talazhinsky massif; 3 – Kingash massif; 4 – evolutionary trend

Таким образом, установленные вариации химического состава породообразующих и рудных минералов Аргысукского и Талажинского массивов позволяют проследить общую эволюционную тенденцию развития единого для обоих массивов родоначального магматического расплава.

Петрохимические особенности пород

Петрохимический анализ габброидов Аргысукского массива проводился с целью определения особенностей его вещественного состава и выявления отличительных признаков, отражающих эволюцию его

вещественного состава на уровнях формирования и последующего метаморфического преобразования в земной коре. Для сравнения, в качестве эталонов, авторами использованы составы плагинодунитов и габброидов Талажинского плагинодунит-троктолит-анортит-габбрового массива [Чернышов, Юричев, 2012; Юричев и др., 2013], а также составы габброидов Кингашского дунит-верлит-габбрового массива, включающего крупное Pt-Cu-Ni месторождение [Глазунов и др., 2003; Гертнер и др., 2009]. При построении диаграмм использовались результаты 15 оригинальных силикатных анализов габброидов исследуемого массива (рис. 7).

Бинарная диаграмма $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ показывает, что фигуративные точки массивов обнаруживают единый линейный эволюционный тренд, характеризующийся обратной зависимостью между кремнием и магнием, что отвечает общей петрографической тенденции.

Бинарная диаграмма $\text{MgO}-\text{CaO}$ отражает обратную зависимость: с ростом кальция содержание магния падает. Очевиден общий эволюционный вектор развития пород представленных массивов, но для пород Аргысукского массива характерен сдвиг фигуративных точек относительно Талажинских и Кингашских.

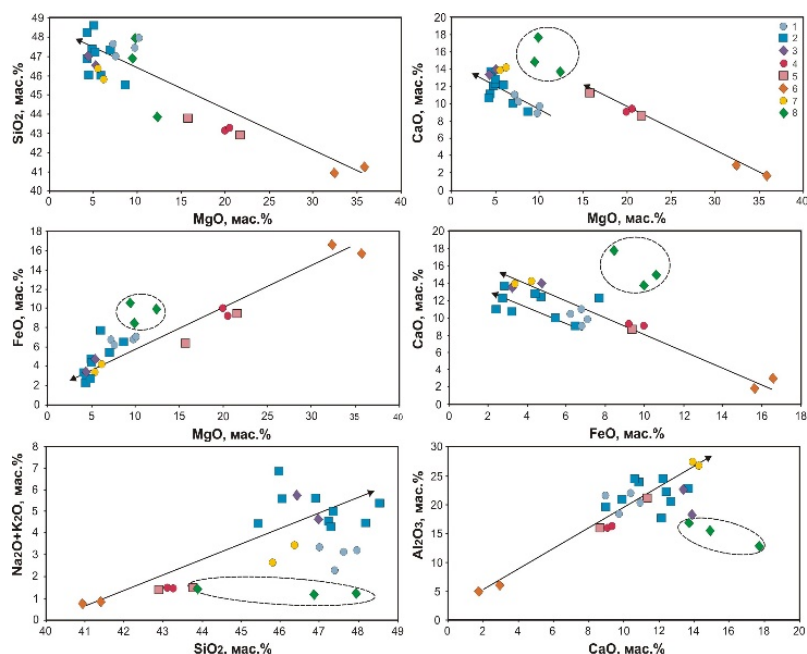


Рис. 7. Составы габброидов Аргысукского массива и их сравнение с Талажинским и Кингашским мафит-ультрамафитовыми массивами Канского блока Восточного Саяна

1–3 – габброиды Аргысукского массива: 1 – оливиновые габбро, 2 – роговообманковые габбро, 3 – лейкократовые габбро; 4–7 – породы Талажинского массива: 4 – оливиновые габбро, 5 – троктолиты, 6 – плагиодуниты, 7 – анортозиты; 8 – габбро из Кингашского массива

Fig. 7. Compositions of gabbroids of the Argysuksky massif and their comparison with the Talazhinsky and the Kingash mafic-ultramafic massifs of the Kan block of Eastern Sayan

1–3 – gabbroids of the Argysuksky massif: 1 – olivine gabbros, 2 – hornblende gabbros, 3 – leucocratic gabbros; 4–7 – rocks of the Talazhinsky massif: 4 – olivine gabbros, 5 – troctolites, 6 – plagiodunites, 7 – anorthosites; 8 – gabbros from the Kingash massif

Бинарная диаграмма $\text{MgO}-\text{FeO}$ отражает уменьшение концентрации железа и магния в породах массивов. Фигуративные точки Кингашского массива обособляются.

Для бинарной диаграммы $\text{FeO}-\text{CaO}$ характерна обратная зависимость: рост содержания кальция при уменьшении железа в системе. Фигуративные точки Кингашского массива обособляются.

Для диаграмм $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ характерны прямые корреляции фигуративных точек, отражающие взаимный рост петрогенных компонентов в системе. Точки Кингашского массива вновь обособляются по причине меньшей концентрации алюминия и щелочей, нежели в остальных массивах.

Рассмотренные графики показывают, что фигуративные точки пород Аргысукского и Талажинского массивов обладают близкой тенденцией

распределения, тогда как фигуративные точки Кингашского массива часто обособляются от них.

Геохимия

Габброиды Аргысукского массива и плагиодуниты и габброиды Талажинского массива образуют практически однотипные по форме графики распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), характеризующиеся отрицательным наклоном от легких РЗЭ к тяжелым (талажинские: $(\text{La}/\text{Yb})_n = 3,49-8,98$; аргысукские: $(\text{La}/\text{Yb})_n = 6,32-18,52$). Однако аргысукские габброиды отличаются более высокими (на порядок) концентрациями РЗЭ (рис. 8, а), что, очевидно, связано с их образованием из наиболее поздних дифференцированных расплавов. Это подтверждает результаты петрохимического исследования.

Для пород обоих массивов характерен выраженный Eu-максимум, который наиболее отчетливо проявлен в Талажинском массиве (ультрамафиты:

$(Eu/Eu^*)_n = 1,48-2,61$; габброиды: $(Eu/Eu^*)_n = 2,11-3,97$) и «затухает» в габброидах Аргысукского массива $(Eu/Eu^*)_n = 1,03-1,42$).

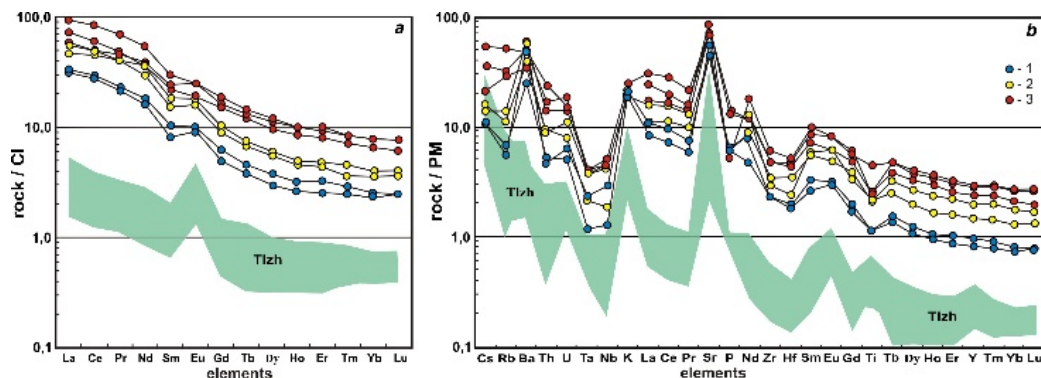


Рис. 8. Диаграммы распределения элементов лантаноидной группы (а), нормированных по углистому хондриту C1 [Anders, Grevesse, 1989], и спайдер-диаграммы для наиболее распространенных примесных элементов (b), нормированных по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] в габброидах Аргысукского (1 – оливиновые; 2 – роговообманковые; 3 – лейкократовые) и породах Талажинского (зеленое поле *Tlzh*) массивов

Fig. 8. Diagrams of distribution of lanthanide group elements (a), normalized by chondrite carbonaceous C1 [Anders, Grevesse, 1989] and spider plots for the most wide-spread doping elements (b), normalized by primitive mantle [Sun, McDonough, 1989] in gabbroides of Argysuksky (1 – olivine gabbros; 2 – hornblende gabbros; 3 – leucocratic gabbros) and rocks of Talazhinsky (green field *Tlzh*) massifs

В ряду от оливиновых габбро к лейкократовым габбро для Аргысукского массива отмечается сохранение морфологии спектров с постепенным накоплением общего содержания РЗЭ. В этом же направлении происходит уменьшение интенсивности Eu-максимума вплоть до полного его исчезновения.

Сопоставление распределения примесных элементов в породах рассматриваемых массивов на многокомпонентной диаграмме (см. рис. 8, b) также обнаруживает их большое геохимическое сходство. При этом в Аргысукском массиве породы отличаются более высокими концентрациями этих элементов. В обоих массивах наблюдаются Ba, U, K, Sr, Sm-Eu положительные аномалии и Rb, Th, Ta-Nb, La-Ce-Pr, Zr-Nf отрицательные аномалии.

Отличие заключается в отсутствии в габброидах Аргысукского массива слабой Y положительной аномалии, характерной для пород Талажинского массива, а также отрицательной природы Ti пика, который для пород Талажинского массива на спектрах положителен.

В ряду от оливиновых к лейкократовым габбро для Аргысукского массива сохраняется тенденция к постепенному накоплению примесных элементов с сохранением всех основных отрицательных и положительных аномалий. Происходит уменьшение интенсивности Ti-минимума.

Моделирование геодинамической обстановки формирования

Выявленная высокая схожесть химических особенностей пород Аргысукского массива с габброидами эталонного Талажинского массива позволяет предположить их идентичное генетическое происхождение. Однако более высокие содержания РЗЭ в породах Аргысукского массива относительно Талажинского, очевидно, указывают на их несколько более позднюю дифференцированную природу.

По результатам предыдущего исследования установлено, что формирование Талажинского массива происходило в обстановке островной дуги [Юричев, Чернышов, 2014]. В пользу данного утверждения выступает повышенная глиноземистость пород, преобладание в составе дифференцированной серии троктолитов, присутствие линз и прослоев анортзитов с высокой основностью плагиоклаза (An_{75-99}), постоянное присутствие в ультрамафитах плагиоклаза (до 15 %) [Изох и др., 1998]. Также габброиды Талажинского массива по минералогическим и химическим особенностям близки алливалитовым и эвкритовым включениям в современных островодужных вулканитах [Изох и др., 2006].

Использование диаграмм Zr/Nb–Tb/Th и Nb/Y–Zr/Y К. Конди [Condie, 2005] позволяет

с моделировать геодинамическую обстановку кристаллизации Талажинского и Аргысукского массивов и предположить возможный источник вещества, из которого произошло зарождение общего родоначального расплава.

На диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 9, а) фигуративные точки составов пород Талажинского массива попадают в поле базальтов океанического плато и изначально

близки примитивной мантии. Габброиды Аргысукского массива формируют фигуративный ряд точек, сменяющий пространственно габброиды Талажинского массива. Они смещаются с поля базальтов океанических плато и преимущественно ложатся в поле базальтов океанических островов. В ориентации пород обоих массивов отчетливо отмечается влияние на исходное вещество источника субдукционных флюидов.

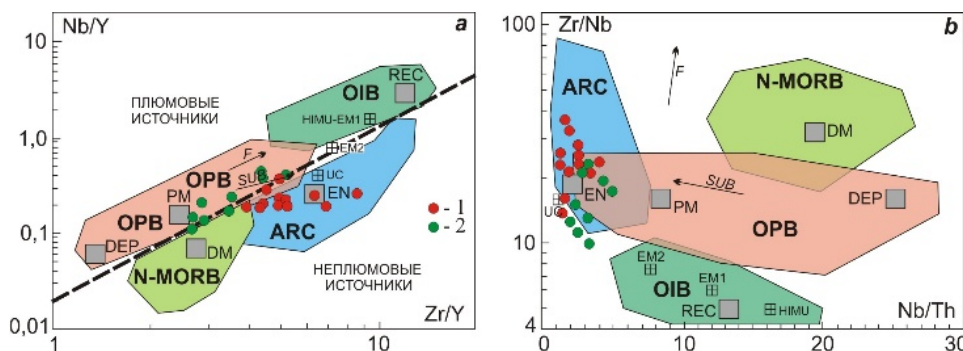


Рис. 9. Положение составов пород Аргысукского (красные кружки) и Талажинского (зеленые кружки) массивов на диаграммах Zr/Nb–Tb/Th и Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2005]

UC – верхняя континентальная кора; PM – примитивная мантия; DEP – глубинная деплетированная мантия; REC – рециклированный компонент; EN – обогащенный компонент; HIMU – источник с высоким отношением U/Pb; EM1 и EM2 – обогащенные мантийные источники; ARC – островодужные базальты; N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов; OPB – базальты океанических плато. Стрелками показаны эффекты парциального плавления (F) и влияния субдукционных флюидов (SUB). Утолщенная штриховая линия на диаграмме – вероятная граница, разделяющая плюмовые и неплюмовые источники

Fig. 9. Position of rock composition of Argysuksky (yellow circles) and Talazhinsky (red circles) complexes on the diagrams Zr/Nb–Tb/Th и Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2005]

UC is the upper continental crust; PM is the primitive mantle; DEP is the deep depleted mantle; REC is the re-cycled component; EN is the enriched component; HIMU is the source with high U/Pb ratio; EM1 and EM2 are the enriched mantle sources; ARC are the island-arc basalts; N-MORB are the basalts of mid-ocean ridges; OIB are the basalts of oceanic islands; OPB are the basalts of oceanic uplands. The effects of partial melting (F) and impact of subduction fluids (SUB) are marked by the arrows. The heavy dashed line on the diagram is the likely bound separating plum and non-plum sources

На второй диаграмме Zr/Nb–Tb/Th (см. рис. 9, b) фигуративные точки составов пород как Аргысукского, так и Талажинского массивов формируют достаточно компактный единый ряд в области островодужных базальтов. При этом составы пород близки к компонентно обогащенному расплаву.

Полученные результаты позволяют предположить, что формирование очагов исходных расплавов происходило за счет толеитовых базальтов океанического плато, близких по составу примитивной мантии, при их поглощении и дальнейшем плавлении в зоне субдукции. Дальнейшая эволюция расплава обусловлена процессами его перемещения в магматическую камеру, которые сопровождались контаминацией вмещающих пород континентальной коры [Юричев, Чернышов, 2014]. В пользу последнего предположения выступают высокие нормативные содержания типичных коровых элементов (Ba и Sr) в породах исследуемых массивов [Надретт, 2003]. В

магматической камере в процессе кристаллизационной дифференциации происходило формирование расслоенной мафит-ультрамафитовой серии пород, представленной наиболее полно в обнаженной части Талажинского массива и частично в Аргысукском массиве.

Обсуждение полученных результатов и выводы

Суммируя результаты комплексного петрологического исследования Аргысукского габбрового массива, рассмотрим главные его отличительные особенности.

1. Геологическое строение исследуемого массива. Аргысукский массив сложен исключительно дифференцированной серией габброидов от меланократовых до лейкократовых разновидностей. По результатам аэромагнитного исследования предполагается наличие в придонной части массива ультрамафитов.

Учитывая, что исследуемый массив полностью попадает в контрастную аэромагнитную аномалию, свойственную только рудоносным ультрамафитам в пределах Канского блока Восточного Саяна, а также выявление в габброидах массива сульфидной минерализации пирротин-пентландитовой специализации, можно отнести его в ранг перспективных объектов на обнаружение Cu-Ni оруденения.

2. Петрографо-минералогический состав. Габброиды массива представлены преимущественно оливин-пироксен-роговообманковыми габбро при ограниченной распространенности лейкократовых разновидностей. Они часто амфиболизированы и хлоритизированы. Основная масса мелко-, среднезернистая габбро-офитовая с размерами зерен от 1,0 до 3,5 мм. Габбро сложены главным образом оливином – хризолитом (Fa_{20-27}) ~5–20 %, плагиоклазом – от битовнита до лабрадора (An_{65-85}) ~50–80 % и клинопироксеном – диопсидом (En_{42-44} Fs_{11-12} Wo_{45-47}) или авгитом (En_{49-55} Fs_{16-21} Wo_{28-29}) до 25 %. Встречаются коричнево-бурая роговая обманка (до 15 %), соответствующая, по классификации Б.Е. Лика [Leake et al., 1997] титанистому чермакиту, и биотит (1–2 %). Из вторичных минералов отмечаются хлорит, уралит, актинолит и эпидот. Рудные минералы встречаются неравномерно, иногда до 5 %. По химическому составу они представлены хроммагнетитом, магнетитом, ильменитом, пирротинном, пентландитом, халькопиритом и пиритом; значительное реже – халькозином, борнитом, миллеритом и галенитом.

Показанная эволюция химического состава породообразующих (оливин, клинопироксен, бурая роговая обманка и плагиоклаз) и рудных минералов (пирротин и пентландит) Аргысукского и Талажинского массивов позволяет проследить общую эволюционную тенденцию развития единого для обоих массивов родоначального магматического расплава и сделать предположение о его полигенной природе внедрения и раскристаллизации, что ранее предполагалось для Талажинского массива [Чернышов, Юричев, 2012]. Авторы склоняются к двухактной модели формирования, в которой первому (более раннему) мегаритму соответствуют породы Талажинского массива, а второму – габброиды Аргысукского массива.

Оливины и плагиоклазы из плагиодунитов Талажинского массива отклоняются от общей эволюционной тенденции развития аналогичных минералов в габброидах сравниваемых массивов. По предположению авторов, это, возможно, связано с воздействием на ранее сформировавшиеся дуниты более позднего основного расплава, что способствовало образованию плагиоклаза в интерстициях зерен оливина в дунитах. Ранее подобная модель формирования гибридных плагиодунитов отмечалась в работах Ф.П.

Леснова и Е.В. Кислова [Кислов, 1998; Леснов, 2007; Леснов и др., 2015]. Однако подтверждение данного вывода требует проведения дополнительного ряда аналитических исследований.

3. Петрогеохимия. Проведенные петрохимические исследования показывают, что фигуративные точки пород Аргысукского и Талажинского массивов на большинстве бинарных диаграмм формируют единую направленность, отражающую аналогичную эволюционную тенденцию. По мере дифференциации магматического расплава происходит уменьшение магния и железа в системе при увеличении кремния, кальция, алюминия и суммы щелочей. При этом на бинарных диаграммах породы Аргысукского массива занимают более поздние позиции по отношению к породам Талажинского массива. При этом на бинарных диаграммах MgO-FeO и MgO-CaO отмечается тенденция к формированию двух самостоятельных трендов для обоих массивов, что, вероятно, может указывать на существование перерыва в процессе внедрения и раскристаллизации производных расплавов.

Породы Аргысукского и Талажинского массивов образуют практически однотипные по форме графики распределения РЗЭ, характеризующиеся отрицательным наклоном от легких РЗЭ к тяжелым. Однако аргысукские габброиды отличаются более высокими (на порядок) концентрациями РЗЭ, что, очевидно, связано с их образованием из наиболее поздних дифференцированных расплавов. Для пород обоих массивов характерна положительная Eu аномалия, интенсивность которой постепенно уменьшается от пород Талажинского массива к габброидам Аргысукского массива. В ряду от оливиновых габбро к лейкократовым габбро для Аргысукского массива отмечается сохранение морфологии спектров с постепенным накоплением РЗЭ. В этом же направлении происходит уменьшение интенсивности Eu-максимума вплоть до полного его исчезновения.

Сопоставление распределения примесных элементов в породах рассматриваемых массивов на мультиэлементных спектрах также обнаруживает их большое геохимическое сходство. При этом габброиды Аргысукского массива, как более поздние дифференциаты, отличаются более высокими концентрациями этих элементов. В обоих массивах наблюдаются Ba, U, K, Sr, Sm-Eu положительные аномалии и Rb, Th, Ta-Nb, La-Ce-Pr, Zr-Hf отрицательные аномалии. Отличие заключается в отсутствии в габброидах Аргысукского массива слабой Y положительной аномалии, характерной для пород Талажинского массива, а также отрицательная природа Ti пика, который для пород Талажинского массива на спектрах положителен.

В ряду от оливиновых к лейкократовым габбро для Аргысукского массива сохраняется тенденция к

накоплению примесных элементов с сохранением всех аномалий. При этом происходит уменьшение интенсивности Ti-минимума.

4. Геодинамическое моделирование. Установленное петрологическое сходство Аргысукского и Талажинского массивов позволило авторам интерполировать ранее интерпретированную геодинамическую обстановку формирования Талажинского массива на исследуемый Аргысукский массив. Формирование обоих массивов происходило из высокоглинозёмистого оливин-базальтового расплава в обстановке островной дуги. Проявленные на мультиэлементных спектрах сравниваемых массивов отчетливые Ta-Nb минимумы

и Ba-Sr максимумы позволяют предполагать, что формирование очагов исходного родоначального расплава происходило за счёт толеитовых базальтов океанического плато при их плавлении в зоне субдукции с последующим перемещением вверх и эволюцией в верхних этажах континентальной коры [Юричев, Чернышов, 2014]. При этом положение фигуративных точек Талажинского массива на бинарных графиках и диаграммах К. Конди указывает на их несколько более раннюю «зрелую» природу формирования по отношению к породам Аргысукского массива. Подобный вывод находит своё отражение в минералогических и петрогеохимических особенностях пород.

Список источников

- Агафонов Л.В., Лхамсурэн Ж., Кужугет К.С., Ойдуу Ч.К.** Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. Уланбаатар : Монгольский государственный университет науки и технологии, 2005. 224 с.
- Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Глазунов О.М., Тишин П.А., Краснова Т.С., Войтенко Д.Н.** Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429, № 5. С. 645–651.
- Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г.** Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. Иркутск : Изд-во ИГТУ, 2003. 192 с.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А.** Высокоглинозёмистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1565–1577.
- Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Егорова В.В.** Габброидные ассоциации различных геодинамических обстановок (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Современные задачи петрологии и геодинамики в развитии концепции рационального природопользования. Томск : ЦНТИ, 2006. С. 71–82.
- Кислов Е.В.** Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
- Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифуллин С.К.** Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. Красноярск : КНИИГиМС, 2004. 176 с.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 153–184.
- Леснов Ф.П.** Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Новосибирск : Гео, 2007. 403 с.
- Леснов Ф.П., Хлестов В.В., Гальверсен В.Г., Сергеев С.А.** Полигенное формирование офиолитовых мафит-ультрамафитовых комплексов: изотопно-геохронологические и геохимические свидетельства по цирконам из пород Березовского массива (о. Сахалин) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 7. С. 1322–1346. DOI: 10.15372/GiG20150705
- Надретт А.Дж.** Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. СПб. : СПбГУ, 2003. 487 с.
- Ножкин А.Д., Смагин А.Н.** Новая схема расчленения метаморфических комплексов докембрия Канской глыбы (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 3–12.
- Платиноносность** ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири / под ред. В.И. Богнибова, А.П. Кривенко, А.Э. Изоха и др. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 1995. 151 с.
- Подлипский М.Ю., Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Вишневский А.В., Поляков Г.В.** Минералого-геохимические особенности Тартайского массива, Восточно-Сибирская металлогеническая провинция // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 3. С. 195. DOI: 10.7868/S0016777015030041
- Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б.** Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 11. С. 1689–1704.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н.** Петрология и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна. Томск : ЦНТИ, 2012. 132 с.
- Юричев А.Н.** Идарский ультрамафитовый комплекс Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и вопросы рудоносности // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 56–66.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И.** Рудная минерализация перидотитов и габброидов кулибинского комплекса (северо-запад Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 319, № 1. С. 64–70.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И.** Родоначальный расплав и геодинамика расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов Канской глыбы Восточного Саяна // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 324, № 1. С. 128–135.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И., Конников Э.Г.** Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый массив Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и проблемы рудоносности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 219–236.
- Anders E., Grevesse N.** Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
- Condie K.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarin J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // *The Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. P. 219–246.

Lehmann J., Arndt N., Windley B., Zhou M.-F., Wang C.Y., Harris C. Field Relationships and Geochemical Constraints on the Emplacement of the Jinchuan Intrusion and its Ni-Cu-PGE Sulfide Deposit, Gansu, China // *Econ. Geol.* 2007. V. 102. P. 75–94.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *Mineralogical Magazine*. 1988. V. 52 (367). P. 535–550.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.

Tolstykh N., Krivenko A., Sidirov E., Laajoki K., Podlipsky M. Ore mineralogy of PGM placer in Siberia and the Russian Far East // *Ore Geol. Rev.* 2002. V. 20. P. 1–25.

References

Agafonov L.V., Lkhamsuren Zh., Kuzhuget K.S., Oidup Ch.K. *Platinonosnost' ul'tramafit-mafitov Mongolii i Tuvy* [Platinum content of ultramafic-mafic rocks of Mongolia and Tuva]. Ulaanbaatar: Mongolian State University of Science and Technology, 2005. 224 p. In Russian

Gertner I.F., Vrublevskii V.V., Glazunov O.M., Tishin P.A., Krasnova T.S., Voitenko D.N. *Vozrast i priroda veshhestva Kingashskogo ul'tramafit-mafitovogo massiva, Vostochnyy Sayan* [Age and nature of substance of the Kingash ultramafic-mafic massif, Eastern Sayan] // *Doklady Akademii nauk*. 2009. V. 429. No. 5. pp. 645–651. In Russian

Glazunov O.M., Bognibov V.I., Ekhanin A.G. *Kingashskoe platinoidno-medno-nikelevoe mestorozhdenie* [Kingash platinoid-copper-nickel deposit]. Irkutsk: Izd-vo IGTV, 2003. 192 p. In Russian

Izokh A.E., Polyakov G.V., Gibsher A.S., Balykin P.A., Zhuravlev D.Z., Parkhomenko V.A. *Vysokoglinozemistye rassloennyye gabbroidy Central'no-Aziatskogo skladchatogo pojasa (geohimicheskie osobennosti, vozrast i geodinamicheskie usloviya formirovaniya)* [High-alumina layered gabbroides of the Central Asian folded belt (geochemical features, age and geodynamic conditions of formation)] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1998. V. 39. No. 11. pp. 1565–1577. In Russian

Izokh A.E., Shelepaev R.A., Lavrenchuk A.V., Egorova V.V. *Gabbroidnye associacii razlichnykh geodinamicheskikh obstanovok (na primere Central'no-Aziatskogo skladchatogo pojasa)* // *Sovremennyye zadachi petrologii i geodinamiki v razvitii koncepcii racional'nogo prirodopol'zovaniya* [Gabbroid associations of different geodynamic settings (on example of the Central-Asian fold belt) // Modern tasks of petrology and geodynamics in development of the concept of rational nature management]. Tomsk: TsNTI, 2006. pp. 71–82. In Russian

Kislov E.V. *Joko-Dovyrenskiy rassloennyj massiv* [Yoko-Dovyren layered massif]. Ulan-Ude: Izd-vo BNTs SB RAN, 1998. 265 p. In Russian

Kornev T.Y.A., Ekhanin A.G., Knyazev V.N., Sharifulin S.K. *Zelenokamennyye pojasa jugo-zapadnogo obramleniya Sibirskoy platformy i ih metallogenija* [Greenstone belts of southwestern framing of the Siberian platform and their metallogeny]. Krasnoyarsk: KNIIGiMS, 2004. 176 p. In Russian

Kuz'min M.I., Yarmolyuk V.V. Mantle plumes of Central Asia (northeast Asia) and their role in forming endogenous deposits // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2014. V. 55. No. 2. pp. 153–184. In Russian

Lesnov F.P. *Redkozemel'nye jelementy v ul'tramafitovykh i mafitovykh porodakh i ih mineralah* [Rare earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals]. Novosibirsk: Academic publishing house "Geo", 2007. 403 p. In Russian

Lesnov F.P., Khlestov V.V., Gal'ersen V.G., Sergeev S.A. Polygenesis of mafic-ultramafic complexes: isotope-geochronological and geochemical evidence from zircons of the Berezhovka massif rocks (Sakhalin island) // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2015. V. 56. No. 7. pp. 1322–1346. DOI: 10.15372/GiG20150705 In Russian

Naldrett A.Dzh. *Magmaticheskie sul'fidnye mestorozhdeniya medno-nikelevykh i platinometal'nykh rud* [Magmatic sulfide deposits of copper-nickel and platinum-metal ores]. SPb.: SpbGU, 2003. 487 p. In Russian

Nozhkin A.D., Smagin A.N. *Novaya skhema raschleneniya metamorficheskikh kompleksov dokembriya Kanskoy glyby (Vostochnyy Sayan)* [New scheme for subdivision of Precambrian metamorphic complexes of the Kan block (Eastern Sayan)] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1988. No. 12. pp. 3–12. In Russian

Platinonosnost' ul'trabazit-bazitovykh kompleksov Juga Sibiri [Platinum content of ultramafic-mafic complexes of the South of Siberia] / pod red. V.I. Bognibova, A.P. Krivenko, A.E. Izokha. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, filial «GEO», 1995. 151 p. In Russian

Podlipsky M.Y., Tolstykh N.D., Vishnevskiy A.V., Polyakov G.V., Mekhonoshin A.S. Mineralogy and geochemistry of the Tartai massif, East Siberian metallogenic province // *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy* [Geology of Ore Deposits]. 2015. V. 57. No. 3. pp. 195. DOI: 10.7868/S0016777015030041 In Russian

Polyakov G.V., Tolstykh N.D., Mekhonoshin A.S., Izokh A.E., Podlipskii M.Yu., Orsoev D.A., Kolotilina T.B. Ultramafic-mafic igneous complexes of the Precambrian East Siberian metallogenic province (southern framing of the Siberian craton): age, composition, origin, and ore potential // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2013. V. 54. No. 11. pp. 1689–1704. DOI: 10.1016/j.rgg.2013.10.008 In Russian

Chernyshov A.I., Yurichev A.N. *Petrologiya i potencial'naya rudonosnost' mafit-ul'tramafitovykh massivov talazhinskogo i kulibinskogo kompleksov Vostochnogo Sajana* [Petrology and potential ore content of mafic-ultramafic massifs of the Talazhinsky and Kulibinsky complexes of the Eastern Sayan]. Tomsk: TsNTI, 2012. 132 p. In Russian

Yurichev A.N. *Idarskiy ul'tramafitovyy kompleks Vostochnogo Sajana: petrogeohimicheskie osobennosti i voprosy rudonosnosti* [Idarsky ultramafic complex of the Eastern Sayan: petrogeochemical features and issues of ore potential] // *Otechestvennaya geologiya*. 2014. No. 6. pp. 56–66. In Russian

Yurichev A.N., Chernyshov A.I. *Rudnaya mineralizatsiya peridotitov i gabbroidov kulibinskogo kompleksa (severo-zapad Vostochnogo Sajana)* [Ore mineralization of peridotites and gabbroides of Kulibinsky complex (northwest of the Eastern Sayan)] // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*. 2011. V. 319. No. 1. pp. 64–70. In Russian

Yurichev A.N., Chernyshov A.I. *Rodonachal'nyj rasplav i geodinamika rassloennyh mafit-ul'tramafitovyh massivov Kanskoy glyby Vostochnogo Sayana* [Primary melt and geodynamics of layered mafic-ultramafic massifs of the Kan block of the Eastern Sayan] // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2014. V. 324. No. 1. pp. 128–135. In Russian

Yurichev A.N., Chernyshov A.I., Konnikov E.G. The Talazhin plagioclone-troctolite-anorthosite-gabbro massif (East Sayan): petrogeochemistry and ore potential // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2013. V. 54. No. 2. pp. 219–236. DOI: 10.1016/j.rgg.2013.01.004. In Russian

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. pp. 197–214.

Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. pp. 491–504.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // *The Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. pp. 219–246.

Lehmann J., Arndt N., Windley B., Zhou M.-F., Wang C.Y., Harris C. Field Relationships and Geochemical Constraints on the Emplacement of the Jinchuan Intrusion and its Ni-Cu-PGE Sulfide Deposit, Gansu, China // *Econ. Geol.* 2007. V. 102. pp. 75–94.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *Mineralogical Magazine*. 1988. V. 52(367). pp. 535–550.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. pp. 313–345.

Tolstykh N., Krivenko A., Sidirov E., Laajoki K., Podlipsky M. Ore mineralogy of PGM placer in Siberia and the Russian Far East // *Ore Geol. Rev.* 2002. V. 20. pp. 1–25.

Информация об авторах:

Юричев А.Н., доцент, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: juratur@yandex.ru

Чернышов А.И., доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Yurichev A.N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Petrography, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: juratur@yandex.ru

Chernyshov A.I., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Head at the Department of Petrography, Geology and Geography Faculty National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 13.07.2022; одобрена после рецензирования 01.02.2023; принята к публикации 05.12.2023

The article was submitted 13.07.2022; approved after reviewing 01.02.2023; accepted for publication 05.12.2023

ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГИДРОЛОГИЯ



Научная статья

УДК 504.4: 543:33:543:34

doi: 10.17223/25421379/29/4

ФОРМИРОВАНИЕ И ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОДЫ ВДОЛЬ РУСЛА ТРАНСГРАНИЧНОЙ РЕКИ ПЯНДЖ (ТАДЖИКИСТАН)

Ином Шерович Норматов¹, Нурмахмад Шерматов², Парвиз Иномович Норматов³,
Бахтиер Абдуджабарович Маркаев⁴, Аюбджон Исмоилович Норматов⁵

^{1, 2, 3, 4, 5} Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан

¹ inomnor@gmail.com

² umarova52@gmail.com

³ norparviz89@gmail.com

⁴ markaev87@mail.ru

⁵ zar.rakhimov@mail.ru

Аннотация. С учетом того факта, что ледники на верховьях горных рек являются аккумуляторами различных атмосферных загрязнителей и что загрязнители могут транспортироваться водным путем на большие расстояния, мониторинг распределения химических элементов на определенных участках водной артерии позволяет классифицировать их разновидность и концентрации и проводить своевременные мероприятия по их нейтрализации. Представлены результаты мониторинга изменения концентрации катионов и анионов в среднем и нижнем течении трансграничной реки Пяндж. Корреляцией Пирсона установлена взаимосвязь катионов и анионов, на их основе определены агенты по доставке протонов для выветривания горных пород. Показан существенный вклад процессов выветривания пород в формировании химического состава реки Пяндж. Обнаружена пространственная неоднородность распределения химических элементов по руслу реки, обусловленная влиянием химического состава притоков реки Пяндж. Учитывая богатый гидроэнергетический потенциал реки Пяндж и ее притоков и перспективу их освоения строительством ряда гидроэлектростанций с водохранилищами, полученные результаты представляют важность для учета процессов коррозии конструкционных материалов гидроэнергетического объекта и седиментации водохранилищ.

Ключевые слова: река Пяндж, выветривание, корреляция, катион, анион, нижнее течение, среднее течение, притоки

Для цитирования: Норматов И.Ш., Шерматов Н., Норматов П.И., Маркаев Б.А., Норматов А.И. Формирование и изменение химического состава воды вдоль русла трансграничной реки Пяндж (Таджикистан) // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 65–76. doi: 10.17223/25421379/29/4

Original article

doi: 10.17223/25421379/29/4

FORMATION AND CHANGE OF THE WATER CHEMICAL COMPOSITION ALONG THE BED OF THE TRANSBOUNDARY PYANJ RIVER (TAJIKISTAN)

Inom Sh. Normatov¹, Nurmakhammad Shermatov², Parviz I. Normatov³,
Bakhtiyor Abd. Markaev⁴, Ayubjon I. Normatov⁵

^{1, 2, 3, 4, 5} Tajik National University, Dushanbe, Tajikistan

¹ inomnor@gmail.com

² umarova52@gmail.com

³ norparviz89@gmail.com

⁴ markaev87@mail.ru

⁵ zar.rakhimov@mail.ru

Abstract. The hydrochemistry of the Pyanj River was investigated by sampling at ten points in the middle and lower reaches of the river between the geographical coordinates 37.92010N 71.40069E and 37.98391N 70.25198E. Physicochemical studies covered water samples from the summer and autumn periods, and the results were generalizations of the values of the concentration of chemical elements during these periods. The dynamics of changes in the concentration of cations and anions were established by comparing their values in the middle and lower reach of the river. The aim of research is the study of the hydrochemistry of the middle and lower reaches of the transboundary Pyanj River and the dynamics of changes in the chemical composition along the

riverbed. Ten samples were taken at each sampling point to determine trace elements. Elemental analysis was performed in the United States at the Laboratory of Environment and Geology of the Department of Geological Sciences at the University of Colorado in Boulder and the wet chemistry Laboratory of the Institute of Arctic and Alpine Research using an inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS) and ion chromatography. To assess the relationship between the average values of indicators and various physical and chemical parameters, a Pearson correlation analysis was performed, the statistical significance of which was established at the level of $P < 0.05$. Studies of the chemical composition of the Pyandj River in its middle and lower reaches have shown the determining role of weathering processes in the enrichment of river water with a wide class of chemical elements and the existence of their interrelationship, which was shown using Pearson correlation. In summarizing the results of the studies, it was shown that the dynamics of changes in the concentration of chemical elements along the riverbed is characterized by a decreasing trend with the manifestation of bursts of their concentrations in certain parts of the river. The manifestation of such an effect is primarily associated with the adjoining tributaries to the main water artery, the Pyanj River, which demonstrates their important role in the formation of the hydrochemistry of the main river. The processes of rock weathering are a key factor in the formation of the hydrochemistry of mountain rivers. The study of the chemical composition of rivers provides extensive information about the ecological state of water arteries and the geological structure of the area. Monitoring the hydrochemistry of rivers allows for a timely response to the appearance of pollutants and acts appropriately to neutralize their stationary sources.

Keywords: *Pyanj River, weathering, correlation, cation, anion, lower course, middle course, tributaries*

For citation: Normatov I.Sh., Shermatov N., Normatov P.I., Markaev B.A., Normatov A.I. (2023) Formation and change of the water chemical composition along the bed of the transboundary Pyanj River (Tajikistan). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 65–76. doi: 10.17223/25421379/29/4

Введение

Современный этап развития человечества протекает в условиях постоянных вызовов, обусловленных глобальными факторами изменения климата, что вносит существенные коррективы в функционирование компонентов экосистемы. В связи с этим все усилия человеческой мысли направлены на разработку механизмов по ослаблению негативных воздействий и последствий изменения климата, а также адаптации всей сферы деятельности к его катаклизмам [Hayes et al., 2018; Normatov et al., 2019; Petersen et al., 2019].

Традиционно установившиеся нормы обеспечения всех отраслей экономики водой в условиях потепления климата сталкиваются с расстройством сложившегося механизма. Проблема водообеспеченности различных отраслей экономики и населения ощущается с 60–70-х гг. XX в., а проявления дефицита воды привели к появлению концепции водной безопасности. С тех пор внимание ученых и международного сообщества к водной проблеме стремительно возросло. Данная проблема приобретает особую актуальность в бассейнах трансграничных рек [Тимофеева, Фрумин, 2017; Normatov et al., 2020; Акунова 2021].

Концепция водной безопасности наряду с охватом проблемы дефицита воды обостряет внимание на безопасность воды с точки зрения химического состава, уровня загрязненности рек и распространения загрязнителей по руслам рек.

Реки являются основным компонентом глобального водного цикла и играют важную роль в геохимическом круговороте элементов [Garrels et al., 1973]. Гидрохимический состав водного объекта зависит от геологической формации, через которую он протекает, или его петрографического состава,

растительности водосбора и атмосферного поступления [Meybeck, 1987; Schneider et al., 2003]. Согласно [Mason et al., 1985], тип и количество осадков, рельеф бассейна оказывают существенное влияние на формирование гидрохимии рек. В процессе выветривания происходят реакции между водой и породой, которые приводят к изменению химического состава воды, например, в отношении основных ионов и микроэлементов [Meier, 2019].

Элементы, отделенные от горных пород и почвы в процессе выветривания и эрозии, переносятся рекой как в растворенной, так и в твердой фазах. Континентальная эрозия действует через два взаимодополняющих процесса – химическое выветривание и механическую денудацию. Годовой баланс массы растворенных и взвешенных твердых веществ, переносимых реками, может быть использован для характеристики и количественной оценки химической и механической эрозии в их дренажных бассейнах [Pandey et al., 1999].

Образование химического состава водотоков на высокогорьях происходит в основном в результате химического и физического выветривания горных пород (физическое выветривание преобладает на возвышенных равнинах горной местности [Sigg et al., 1996; Li et al., 2008; Huang et al., 2009]). При этом также соответствующий вклад вносят геологические эффекты недр, атмосферные осадки, процессы испарения эвапоритов и антропогенные воздействия.

Наблюдаемый в большинстве случаев уменьшающийся характер зависимости концентрации химических элементов от высоты расположения водотока над уровнем моря (н.у.м) можно объяснить разницей толщины почвы на разных высотах н.у.м. Толстые слои почвы и достаточное время контакта воды с выветриваемыми минералами на более умеренных высотах способствуют повышению концентрации

химических элементов в реке [Drever et al., 1992]. Изменение литологии и повышение температуры ниже по течению также могут быть ответственны за возрастающие тенденции концентрации растворенных веществ ниже по течению [Pandey et al., 1999].

Оценка зависимости концентрации ионов от расстояния вниз по течению реки Гунт позволила установить [Pandey et al., 1999], что основной поток не демонстрирует сильных изменений гидрохимического состава вдоль своего пути течения и притоки не обнаруживают в своих водах особо отличительных составов основных ионов.

Химическое выветривание горных пород является частью экзогенного цикла, в котором происходит периодическая миграция элементов между литосферой, атмосферой, биосферой и гидросферой [White et al., 1999; Oliva et al., 2003; Suchet et al., 2003; Moon et al., 2007; Wu et al., 2008; Jost et al., 2016]. Реки являются основными транспортными путями растворенного и твердого вещества. Сообщается, что большое количество растворенных веществ (около 3,8 ГТ) ежегодно переносится в океаны реками [Depetris et al., 2014].

Значительные пространственные вариации основных ионов связаны в основном с антропогенной деятельностью и разнообразием литологии в масштабе водосбора реки [Depetris et al., 2014]. Положительные корреляции между Cl^- , NO_3^- и SO_4^{2-} ($R > 0,76$, $p < 0,05$) указывают на их общность источников, а их пространственные вариации с более высокими концентрациями свидетельствуют о влиянии деятельности человека. Геохимические связи между Na^+ , K^+ , Cl^- и SO_4^{2-} во втором компоненте указывают на выветривание силикатных и испаряющихся минералов [Chen et al., 2002; Cruz et al., 2004; Li et al., 2008].

Низкое соотношение $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ в речной воде показывает, что в формировании химического состава реки доминирует процесс выветривания горных пород. Например, Ca^{2+} и Mg^{2+} образуются в результате выветривания карбонатов, силикатов и эвапоритов, Na^+ и K^+ – в результате выветривания эвапоритов и силикатов, HCO_3^- – в результате выветривания карбонатов и силикатов, SO_4^{2-} и Cl^- – в результате выветривания эвапоритов, в то время как кремнезем образуется исключительно в результате выветривания силикатов [Gibbs, 1970].

Как правило, K^+ и Na^+ в водах образуются в результате растворения эвапоритов и силикатного выветривания [Dalai et al., 2002; Li et al., 2008]. Кроме того, учитывая происхождение катионов Na^+ , K^+ и их катионный обмен, биологическое поглощение калия и литологию бассейна, можно утверждать, что Na^+ и K^+ в основном происходят из

силикатов. Сильные корреляции между SO_4^{2-} и Cl^- , Na^+ и K^+ предполагают, что они происходят от выветривания эвапоритов.

Целью настоящей работы является исследование гидрохимии среднего и нижнего течения трансграничной реки Пяндж и особенности динамики изменения химического состава вдоль русла реки.

Объект исследования и методология

Площадь бассейна реки Пяндж, самого крупного речного бассейна в Таджикистане, составляет 114 тыс. км². Река Пяндж является правым притоком реки Амударья и берет свое начало в Памирской горной системе – самом высокогорном регионе Центральной Азии с горными вершинами, достигающими 6 тыс. м.

Река Пяндж – одна из основных рек бассейна Аральского моря. Ее водные ресурсы составляют около 20 % общих ресурсов региона, и вся водосборная площадь реки находится в зоне формирования стока. Основное использование водных ресурсов начинается уже после слияния рек Пяндж и Вахш и образования реки Амударья.

Памирское высокогорье, являющееся основной площадью водосбора реки Пяндж, покрыто породами, возникшими в период с палеозойской эры до палеогена.

С учетом геологических характеристик и сопротивляемости к эрозии составлена геологическая карта бассейна реки Пяндж с изображением пяти категорий: лессовые отложения, рыхленные отложения поймы реки, обломочные и террасные породы и слабые породы [Project..., 2007].

Основными притоками реки Пяндж являются реки: Шахдара (3748903N 71.58356E), Гунт (38.87092N 69.99751E), Бартанг (37.93236N 71.59297E), Язгулем (38.15266N 71.33961E) и Ванч (38.30353N 71.33006E), гидрологические характеристики и схема расположения которых представлены в табл. 1 и на рис. 1.

Река Шахдара является самым крупным притоком реки Гунт с площадью бассейна 4 130 км², что составляет 30 % площади бассейна Гунта. Характерная особенность бассейна – большая площадь оледенения, развитая речная сеть. Шахдара принимает около 40 притоков длиной более 10 км. Наиболее крупный из них река Бадомдара. В годовом стоке Шахдары снеговые воды составляют 39 %, ледниковые – 20 %, подземные – 41 %. Средняя продолжительность половодья 138 дней (с начала мая до середины сентября). За этот период проходит 75 % годового стока [Отчет..., 2011].

Таблица 1

Гидрологические характеристики притоков реки Пяндж

Table 1

Hydrological characteristics of the Pyanj River tributaries

Река	Площадь водосбора, км ²	Длина реки, км	Средний годовой расход, м ³ /с	Среднее падение, м/км	Высота истока, м	Высота устья, м н.у.м
Ванч	2 070	103	49,4	–	3317	1 995
Шахдара	4 180	178	38	17,4	4640	2 060
Гунт	9 620	296	68	8,7	4680	2 060
Язгулем	1 940	80	39	21	3300	1 930
Бартанг	24 700	528	129	3,6	2553	1 975

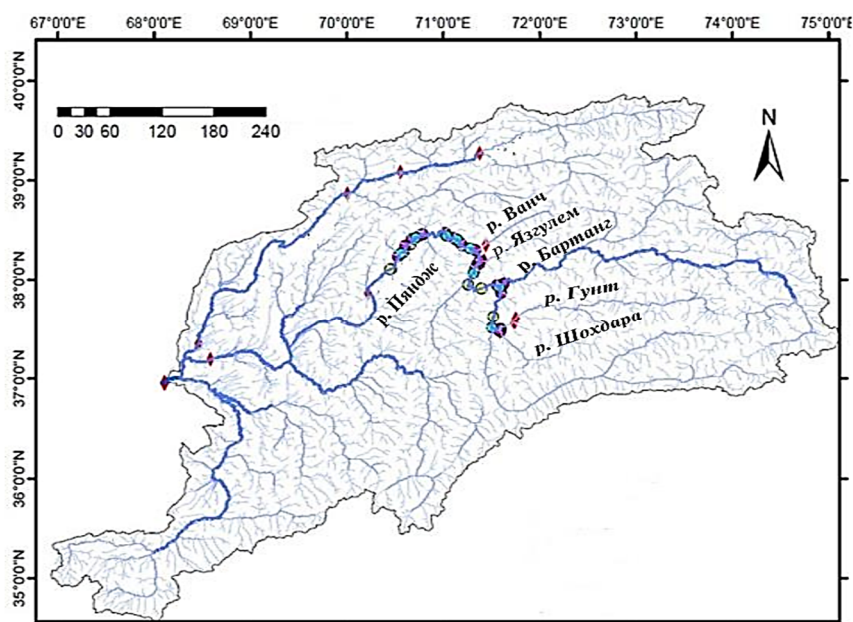


Рис. 1. Схема расположения основных притоков трансграничной реки Пяндж

Кружочками обозначены точки отбора проб воды

Fig. 1. Location scheme of the Pyanj river main tributaries

The circles indicate the points of water sampling

Река Язгулем начинается от слияния рек Мазардара и Ракзоу, первая считается основным источником. Мазардара вытекает из загромождённого моренной языка ледника Язгулемского (второе название – Мазардара) площадью около 25,7 км². Вторая составляющая Язгулема – Ракзоу – вытекает из ледника Ракзоу с площадью 47,8 км². В бассейне реки Ракзоу более 73 ледника общей площадью 144,6 км².

Талые воды ледников составляют в годовом стоке реки 35 %, талые снеговые воды – 29 %, подземные 36 %. Повышенная доля подземных вод объясняется распространением в бассейне водопроницаемых горных пород – известняков, доломитов, мергелей и конгломератов, а также большой глубиной эрозийного вреза долины и её притоков. Для реки Язгулем доля

ледников в обеспечении реки водой составляет 52 % годового стока [Отчет..., 2011].

Река Гунт считается крупным притоком Пянджа. Длина составляет 246 км, площадь бассейна 14 840 км². Исток её (р. Аличур) берет начало на Памирском нагорье, где река протекает по болотистой равнине, носящей следы древнего оледенения. После выхода из оз. Яшилькуль река получает название Гунт. На участке от озера до устья Гунт течет бурным стремительным потоком, образуя на своем пути многочисленные пороги. Перед впадением в Пяндж Гунт принимает слева крупный приток р. Шахдара [МКВК, 2000].

Бассейн реки Гунт (Западный Памир) находится в транзитной зоне различных воздушных масс, хотя на

формирование того или иного количества атмосферных осадков в бассейне реки Гунт существенное влияние оказывают западные, индийские муссоны и южные циклоны [Meier et al., 2013].

Река Ванч является одним из притоков трансграничной реки Пяндж, которая образуется после слияния сравнительно равноценных рек Кашолях и Абдукагор [Гуломов, 2016]. В формировании метеорологических условий бассейна реки всецело доминируют воздушные массы средиземноморских и каспийских циклонов. Реку Ванч можно считать представителем речных артерий, в образовании водного стока которых заметное место занимают подземные воды, продиктованные геологическим строением и распространением в бассейне водопроницаемых пород.

Измерения, проведенные в 1965 г., показали, что годовой модуль стока в бассейне ледника Географического общества на верховье реки Ванч (площадь бассейна 206 км, доля ледникового стока 62 %) составляет 15–60 л/км²·с и в бассейне реки Абдукагор на верховье реки Ванч (площадь бассейна 329 км, доля ледникового стока 42 %) – 28,4 л/км²·с [Kotlyakov, Krenke, 2012].

Общая тенденция сокращения ледников Центральной Азии в прошлом столетии охватила также ледники бассейна реки Ванч. Обработка спутниковых изображений LANDSAT ETM+ и TERRA (ASTER) позволила авторам [Коновалов, Вильямс, 2005; Десинев, Коновалов, 2007] установить, что площадь ледников бассейна реки Ванч за период 1961–2000 гг. сократилась на 23,4 %, а по всему бассейну трансграничной реки Пяндж на 32,7 %.

Река Бартанг является притоком реки Пяндж и, следовательно, Амударьи. В своих верховьях она известна как река Мургаб и река Аксу. Река берет начало в озере Чакмактин на Малом Памире в Вахане, где она известна как Аксу («Белая вода»). Затем она течет на восток и пересекает Таджикистан, поворачивает на север к городу Мургаб, минуя село Шаймак. Ниже Мургаба река называется рекой Мургаб. Река соединяется с рекой Кудара чуть ниже Сарезского озера. От места слияния река известна как Бартанг. Бартанг протекает 132 км вниз по Западному Памиру, прежде чем стать притоком реки Пяндж на границе Таджикистана и Афганистана. Большая часть реки находится в границах Таджикского национального парка. Бартанг питается в основном ледником и талым снегом [МКВК, 2000].

Площадь орошаемых земель бассейна реки Пяндж охватывает 59 693 га бассейна самой реки Пяндж и бассейнов ее притоков: рек Бартанг – 2 024 га, Гунт – 3 525 га, Шохдара – 5 179 га, Хумбов – 4 472 га.

Следует отметить, что основная часть орошаемых земель бассейна расположена в среднем и нижнем

течении реки Пяндж, которые испытывают ощутимое влияние антропогенной нагрузки.

Отбор проб воды из реки Пяндж осуществлялся в точках, изображенных на рис. 1, в период половодья рек с 05 по 10 августа 2020 г.

Для определения макро- и микроэлементов на каждом пункте отбора были отобраны по десять проб. Отбор проб воды и консервация осуществлялись методическими указаниями, описанными в [ГОСТ 31861-2012, 2013]. Использовались промытые кислотой полиэтиленовые контейнеры (250 мл). Пробы отбирали вручную из подповерхностной воды (глубина 30 см и посередине реки). Промытые кислотой полиэтиленовые контейнеры были опущены в поток. Сразу же после отбора образцы были отфильтрованы через 0,2-миллиметровый ацетатцеллюлозный фильтр и хранились в полипропиленовых промытых кислотой бутылках.

В составе вод реки Пяндж определялись макроэлементы (мкг/дм³): Ca ± 2,4, Mg ± 0,52, K ± 0,46, Na ± 0,38 и микроэлементы (мкг/дм³): Zn ± 0,067, Sr ± 0,053, As ± 0,15, U ± 0,006, Eu ± 0,008, Sm ± 0,008, а также анионы SO₄²⁻ ± 0,439 мкг/дм³.

Элементный анализ проводился в США в лаборатории окружающей среды и геологии отдела геологических наук университета Колорадо в Боулдере, а также в лаборатории химии влаги Института арктических и альпийских исследований с использованием масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) и ионной хроматографии. Для оценки взаимосвязей между средними значениями показателей и различными физико-химическими параметрами был проведен корреляционный анализ Пирсона, статистическая значимость которого была установлена на уровне $P < 0,05$.

Результаты и обсуждение

Выветривание горных пород, а также растворение эвапоритов являются ключевыми факторами формирования химического состава горных рек. Условием выветривания карбонатных пород и их существенного вклада в формирование химического состава речной воды являются высокие значения соотношения Ca²⁺+Mg²⁺/Na⁺+K⁺ (>6) и молярного отношения Mg²⁺/Ca²⁺ [Pandey et al., 1999; Dalai et al., 2002]. Расчеты с использованием данных химического анализа показывают, что для реки Пяндж соотношения Ca²⁺+Mg²⁺/Na⁺+K⁺ и Mg²⁺/Ca²⁺ составляют 3,81 и 0,48, что свидетельствует о преобладании выветривания силикатных пород (рис. 2). Из рис. 2 видно, что на диаграмме Гиббса выветривание горных пород в бассейне реки Пяндж лежит в области силикатных пород.

Вполне естественно, что выветривание горных пород главным образом проявляется на верховьях реки

Пяндж и ее притоков, и, как видно из рис. 3, по руслу реки происходит уменьшение концентрации химических элементов.

Для выявления возможного участия анионов Cl^- , NO_3^- и SO_4^{2-} в выветривании пород проводился корреляционный анализ Пирсона со статистической

значимостью $p < 0,05$, результаты которого обобщены в табл. 2.

Слабые корреляции между Cl^- , NO_3^- и SO_4^{2-} демонстрируют отсутствие их вклада в процессах выветривания и антропогенной нагрузки на верховьях рек.

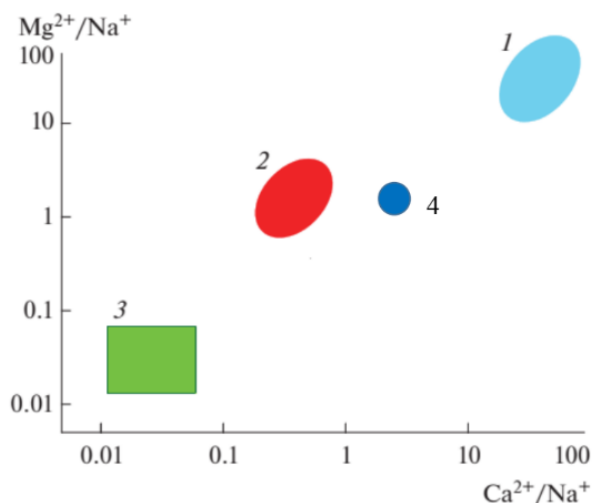


Рис. 2. Диаграмма Гиббса по типам выветривания горных пород:
(1) карбонатный, (2) силикатный, (3) растворение эвапоритов и (4) бассейн реки Пяндж

Fig. 2. Gibbs diagram by types of rock weathering:
(1) carbonate, (2) silicate, (3) evaporate dissolution and (4) Pyanj River basin

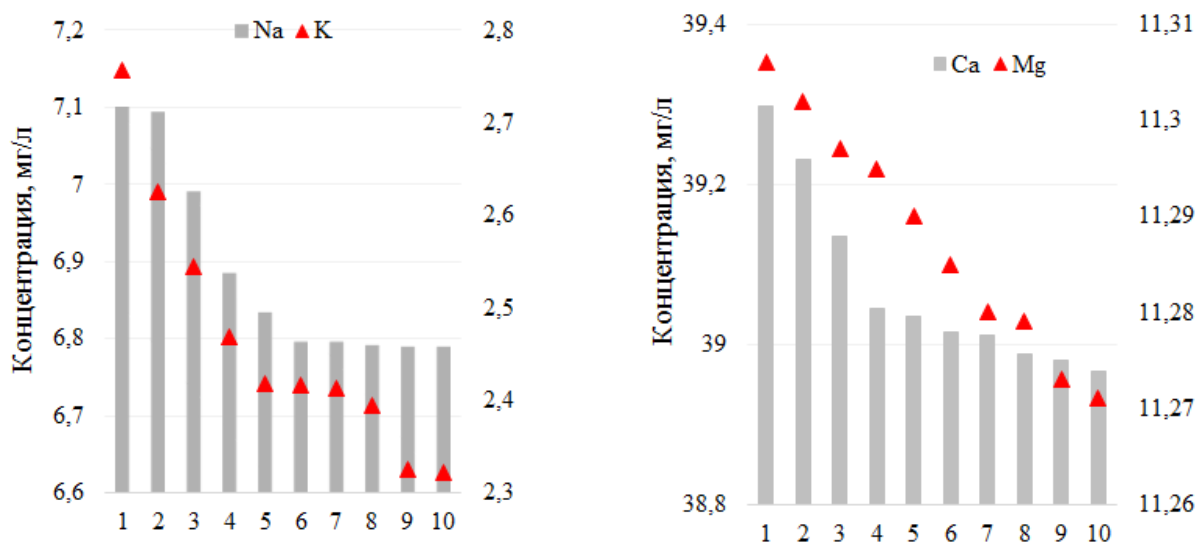


Рис. 3. Изменение концентрации щелочных (Na^+ , K^+) и щелочноземельных катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+}) вдоль русла реки Пяндж

Fig. 3. The concentration changes of alkaline (Na^+ , K^+) and alkaline earth cations (Ca^{2+} , Mg^{2+}) along the Pyanj riverbed

Таблица 2

Корреляционная матрица Пирсона для среднего химического состава проб воды
из среднего и нижнего течения реки Пяндж

Table 2

Pearson correlation matrix for the average chemical composition of water sampling
from the Pyanj River middle and downstream

Анионы, катионы	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Sr ²⁺	Eu ³⁺	Sm ³⁺
Cl ⁻	1,00									
NO ₃ ⁻	0,33	1,00								
SO ₄ ²⁻	-0,09	0,43	1,00							
Ca ²⁺	0,53	0,54	0,54	1,00						
Mg ²⁺	0,03	0,23	0,28	0,49	1,00					
Na ⁺	0,83	0,46	0,11	0,54	-0,30	1,00				
K ⁺	0,23	0,12	0,25	0,46	-0,23	0,60	1,00			
Sr ²⁺	-0,45	-0,49	-0,25	-0,58	0,33	-0,78	-0,77	1,00		
Eu ³⁺	0,80	0,45	-0,21	0,22	-0,19	0,68	-0,13	-0,34	1,00	
Sm ³⁺	0,78	0,37	-0,24	0,15	-0,15	0,59	-0,25	-0,18	0,98	1,00

Геохимические связи между Na⁺, K⁺, Cl⁻ и SO₄²⁻ указывают на выветривание силикатных и эвапоритовых минералов с преобладанием силикатного выветривания, обусловленного минимальным количеством эвапоритов в бассейне.

Пространственная неоднородность распределения элементов, убывающий тренд по руслу реки с проявлением всплесков в определенных участках реки главным образом связаны с примыканием небольших притоков к главной реке. Наблюдаемый всплеск концентрации Sr²⁺ и Ba²⁺ на рис. 4 связан с примыканием к реке Пяндж ее притоков – рек Пишхарв и Курговод. Естественно, что формирование стока реки Пяндж – это среднее течение всех ее притоков. Следовательно, можно ожидать, что процессы выветривания того или

иного элемента в бассейне притока реки способствуют проявлению его повышенной концентрации в основной реке.

Набор данных и описательный анализ всех гидрохимических параметров показывают очень неоднородное распределение химических элементов по течению реки и их небольшие концентрации, свидетельствующие об их происхождении как результат естественного процесса выветривания. Их содержание в речной воде значительно ниже установленных для них ПДК.

Динамика изменения концентрации некоторых лантаноидов и ТМ (тяжелые металлы) по течению реки, представленные на рис. 5, показывают, что по мере течения реки Пяндж в низовье концентрация лантаноидов и ТМ уменьшаются.

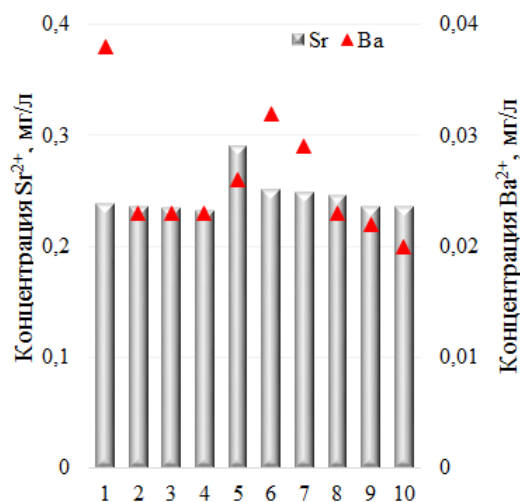


Рис. 4. Изменение концентрации катионов Sr²⁺ и Ba²⁺ вдоль русла реки Пяндж

Fig. 4. The concentration changes of Sr²⁺ and Ba²⁺ cations along the Pyanj River

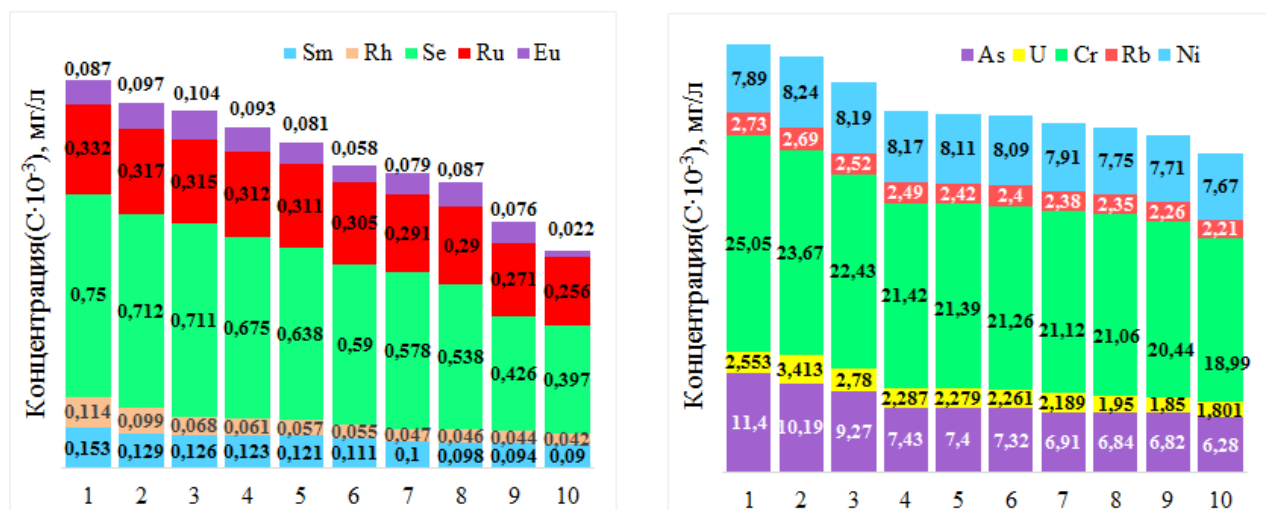


Рис. 5. Динамика концентрации лантаноидов и тяжелых металлов по течению реки Пяндж

Fig. 5. Dynamics of the concentration of lanthanides and heavy metals along the Pyanj River

Катионы Ca, Mg, Na, K являются основными обменными катионами в среде выветривания и, будучи хорошо растворимыми в воде, демонстрируют сильное снижение их концентрации в горизонтах выветривания. Обобщением результатов изучения подвижности щелочных и щелочноземельных катионов при выветривании было показано, что Ca^{2+} , Sr^{2+} и Na^{+} наиболее сильно удаляются (в виде растворенных частиц) во время выветривания свежих континентальных пород. При этом значительное количество остается (во вторичных глинистых минералах) в местах выветривания, хотя большие количества Mg^{2+} переносятся в водную среду в виде растворенных частиц [Nesbitt et al., 1980].

Природные воды обогащены ^{234}U относительно коренных пород, что обычно характеризуется вековым равновесием, при котором активность ^{234}U равна активности ^{238}U [Dunk et al., 2002; Chabaux et al., 2003]. Исследования показывают, что обогащение ^{234}U в природных водах можно объяснить как прямым выбросом предшественника ^{234}U при альфа-распаде ^{238}U , так и преимущественным растворением радиоактивно поврежденных участков решетки, которые удерживают ядро ^{234}U [Kigoshi, 1971; Fleischer, 1980; Andersen et al., 2009]. Относительный вклад выброса отдачи и преимущественного растворения высок при обильном поступлении свежих минеральных поверхностей, что приводит к преимущественной потере ^{234}U в раствор. Таким образом, ожидается, что соотношение активности изотопов растворенного речного урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) регулируется возрастом границы раздела выветривания (т.е. фронтом выветривания) и скоростью

выветривания, которые в совокупности определяют интенсивность выветривания.

При низкой скорости денудации (D) время пребывания минералов в зоне выветривания относительно велико, и активные к выветриванию минералы могут быть полностью растворены до того, как покинут разрушающуюся поверхность. В этих условиях скорость химического выветривания (W) ограничена поступлением свежих минералов [Riebe et al., 2004; West et al., 2005].

Напротив, когда при высоком D постоянно добывается достаточное количество свежих минералов, W ограничивается кинетикой реакции выветривания, определяемой такими факторами, как тип породы, температура, подача реагирующей жидкости, и, таким образом, поток становится отделенным от D, т.е. «кинетически ограниченным» [West et al., 2005]. Кинетически ограниченный режим выветривания обеспечивает отрицательную обратную связь между концентрацией CO_2 в атмосфере и скоростью выветривания, что необходимо для того, чтобы силикатное выветривание действовало как геотермостат, поддерживающий баланс углеродного цикла и обитаемость Земли [Berner et al., 1983; Li et al., 2013].

Следует отметить, что результаты мониторинга распределения элементов по реке могут послужить индикатором петрографического и геологического строения горных руд и в некоторой степени могут симулировать геолого-разведывательные работы по уточнению запасов того или иного химического элемента.

Закключение

Проблема качества воды речных систем наряду с дефицитом воды приобретает особую актуальность в

связи с потеплением климата. С учетом того факта, что ледники на верховьях горных рек являются аккумуляторами различных атмосферных загрязнителей и что загрязнители могут транспортироваться водным путем на большие расстояния, мониторинг распределения химических элементов на определенных участках водной артерии позволяет классифицировать их разновидность и концентрации и проводить своевременные мероприятия по их нейтрализации.

Установлено, что на верховьях реки отсутствуют антропогенные источники загрязнения, а поступление различных химических элементов в речную сеть является естественным процессом, связанным в основном с выветриванием горных пород. Результаты исследования химического состава реки Пяндж в среднем и нижнем течении показали решающую роль процессов выветривания в обогащение речных вод широким классом химических элементов и существование их взаимосвязи, как это было показано с применением корреляции

Пирсона. Обобщением результатов исследований было показано, что динамика изменения концентрации химических элементов по руслу реки характеризуется убывающим трендом с проявлением в определенных участках реки всплесков их концентраций. Проявление таких эффектов, прежде всего, связано с примыканием притоков к главной водной артерии – реки Пяндж.

Таким образом, формирование химического состава реки Пяндж и ее притоков происходит в результате естественных факторов: переносом осажденных на ледниках и снежных покровов загрязнителей атмосферы и выветриванием горных пород.

Учитывая богатый гидроэнергетический потенциал реки Пяндж и ее притоков и перспективу их освоения строительством ряда гидростанций с водохранилищами, полученные результаты представляют важность для учета процессов коррозии конструктивных материалов гидроэнергетического объекта и седиментации водохранилищ.

Список источников

- Акунова Г.Ч.** Особенности водной дипломатии в Центральной Азии // Проблемы постсоветского пространства. 2021. № 8 (2). С. 229–241. doi: 10.24975/2313-8920-2021-8-2-229-241.
- ГОСТ 31861-2012.** Международный стандарт. Вода. Общее требование к отбору проб. М.: Стандартинформ. 2013. 31 с.
- Гуломов М.Н.** Геоморфологические особенности и режим пульсирующих ледников долины реки Ванч // Наука, новые технологии и инновации. 2016. № 12. С. 75–79.
- Десинов Л.В., Коновалов В.Г.** Дистанционный мониторинг многолетнего режима оледенения Памира // Хроника. Обсуждения. 2007. № 103. С. 129–133.
- Коновалов В.Г., Вильямс М.В.** Многолетние колебания оледенения и стока рек Центральной Азии в современных климатических условиях // Метеорология и гидрология. 2005. № 9. С. 69–83.
- МКВК.** База знаний по использованию земельных и водных ресурсов бассейна Аральского моря. Ташкент, 2000. URL: www.cawater-info.net (дата обращения: 25.11.2021).
- Отчет о водно-туристическом походе в районе Юго-Западного Памира.** Рубцовск, 2011. 132 с. URL: <http://veslo.ru>
- Тимофеева Л.А., Фрумид Г.Т.** Трансграничные водные объекты. СПб.: СпецЛит, 2017. 159 с.
- Andersen M.B., Erel Y., Bourdon B.** Experimental evidence for ^{234}U – ^{238}U fractionation during granite weathering with implications for $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in natural waters // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 4124–4141.
- Berner R., Lasaga A., Garrels R.** The carbonate–silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years // *Am. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 641–683.
- Chabaux F., Riotte J., Dequincey O.** U–Th–Ra fractionation during weathering and river transport // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 52. P. 533–576.
- Chen J., Wang F., Xia X., Zhang L.** Major element chemistry of the Changjiang (Yangtze River) // *Chem. Geol.* 2002. V. 187. P. 231–255.
- Cruz J.V., Amaral C.S.** Major Ion chemistry of groundwater from perched-water bodies of Azores (Portugal) volcanic archipelago // *Appl. Geochem.* 2004. V. 19. P. 445–459.
- Dalai T.K., Krishnaswami S., Sarin M.M.** Major ion chemistry in the headwaters of the Yamuna River system: chemical weathering, its temperature dependence and CO_2 consumption in the Himalaya // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. P. 3397–3416.
- Depetris P.J., Pasquini A.I., Lecomte K.L.** Weathering and the Riverine Denudation of Continents. Springer briefs in Earth System Sciences. New York: Springer, 2014. 324 p.
- Drever J.I., Zobrist J.** Chemical weathering of silicate rocks as a function of elevation in the southern Swiss Alps // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. P. 3209–3216.
- Dunk R.M., Mills R.A., Jenkins W.J.** A reevaluation of the oceanic uranium budget for the Holocene // *Chem. Geol.* 2002. V. 190. P. 45–67.
- Fleischer S.** Interaction between N and C in Soil Has Consequences for Global Carbon Cycling // *J. Resour. Ecol.* 2012. V. 3 (1). P. 16–19. doi: 10.5814/j.issn.1674-764x.2012.01.003
- Garrels R.M., Mackenzie F.T., Hunt C.** Chemical cycle and the global environment. New York: William Kaufman, 1973. 260 p.
- Gibbs R.J.** Mechanisms controlling world water chemistry // *Science*. 1970. V. 170 (3962). P. 1088–1090. doi: 10.1126/science.170.3962.1088.
- Hayes K., Blashki G., Wiseman J., Burke S., Reifels L.** Climate change and mental health: risks, impacts and priority actions // *Int. J. Mental Health Syst.* 2018. No. 12. P. 28–40. doi: 10.1186/s13033-018-0210-6

- Huang X., Sillanpää M., Gjessing E.T., Vogt R.D.** Water quality in the Tibetan Plateau: Major ions and trace elements in the headwaters of four major Asian rivers // *Sci. Tot. Environ.* 2009. V. 407 (24). P. 6242–6254. doi: 10.1016/j.scitotenv.2009.09.001
- Jost A.B., Lau K.V., Maher K.** Cenozoic carbon cycle imbalances and a variable weathering feedback // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. No. 450. P. 152–163.
- Kigoshi K.** Alpha-recoil thorium-234: dissolution into water and the uranium-234/uranium-238 disequilibrium in nature // *Science.* 1971. V. 173. Iss. 3991. P. 47–48. doi: 10.1126/science.173.3991.47
- Kotlyakov V.M., Krenke A.N.** Investigations of the hydrological conditions of alpine regions by glaciological methods // *IAHS Publ.* 2012. No. 138. P. 31–42.
- Li G., Elderfield H.** Evolution of carbon cycle over the past 100 million years // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2013. V. 103. P. 11–25.
- Li S., Zhang Q.** Geochemistry of the upper Han River basin, China, 1: Spatial distribution of major ion compositions and their controlling factors // *Appl. Geochem.* 2008. V. 23 (12). P. 3535–3544. doi: 10.1016/j.apgeochem.2008.08.012
- Mason B., Moore C.B., Hintermaier-Erhard G.** Basic features of geochemistry. With 66 tables. Stuttgart : Enke, 1985. 101 p.
- Meier Ch.** Multiple-tracer based characterization of a river catchment in the Pamir Mountains. Halle-Wittenberg : Martin Luther University, 2019. 91 p.
- Meier K., Knoche M., Brehme M. et al.** Stable isotopes in river waters in the Tajik Pamirs: regional and temporal characteristics // *Isotope Envir. Health Study.* 2013. V. 49. P. 542–554.
- Meybeck M.** Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads // *Amer. J. Sci.* 1987. V. 287 (5). P. 401–428. doi: 10.2475/ajs.287.5.401
- Moon S., Huh Y., Qin J., van Pho N.** Chemical weathering in the Hong (Red) River basin: Rates of silicate weathering and their controlling factors // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2007. V. 71. P. 1411–1430.
- Nesbitt H.W., Markovics G., Price R.C.** Chemical processes affecting alkali and alkaline earth during continental weathering // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1980. V. 44. P. 1659–1666.
- Normatov P.I., Armstrong R., Normatov I.Sh.** Assessment of the influence of climate change on snow ice resources and hydrology of Mountain Pamir Rivers // *Sustain. Develop. Mount. Ter.* 2019. V. 11 (3). P. 295–304.
- Normatov I.Sh., Armstrong R., Normatov P.I.** Comparative estimation of river runoff formation in the climatic zones of Gorn Pamir // *Sustain. Develop. Mount. Ter.* 2020. V.12 (3). P. 366–372.
- Oliva P., Viers J., Dupré B.** Chemical weathering in granitic environments // *Chem. Geol.* 2003. No. 202. P. 225–256.
- Pandey S.K., Singh A.K., Hasnain S.I.** Weathering and Geochemical Processes Controlling Solute Acquisition in Ganga Headwater–Bhagirathi River, Garhwal Himalaya, India // *Aqua. Geochem.* 1999. No. 5. P. 357–379.
- Petersen L.K.** Impact of Climate Change on Twenty-First Century Crop Yields in the U.S // *Climate.* 2019. V. 7 (3). P. 40–57. doi: 10.3390/cli7030040
- Project JICA.** The study on natural disaster prevention in Pyanj river basin. Final report. 2007. 73p. URL: <https://www.jica.go.jp>.
- Riebe C.S., Kirchner J.W., Finkel R.C.** Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 224. P. 547–562.
- Schneider P., Neitzel P.L., Schaffrath M., Schlumprecht H.** Model-oriented physical-chemical water assessment – reference conditions and quality goals. Berlin : Federal Environment Agency, 2003. 234 p.
- Sigg L., Stumm W.** Aquatic Chemistry. An Introduction to the Chemistry of Aqueous Solutions and Natural Waters. Zurich, VDF, 1996. 98 p.
- Suchet P.A., Probst J.L., Ludwig W.** Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO₂ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans // *Glob. Biogeochem. Cycles.* 2003. V. 17. P. 123–131.
- West A.J., Galy A., Bickle M.** Tectonic and climatic controls on silicate weathering // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 235. P. 211–228.
- White A.F., Blum A.E., Bullen T.D. et al.** The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1999. V. 63. P. 3277–3291.
- Wu W., Xu S., Yang J., Yin H.** Silicate weathering and CO₂ consumption deduced from the seven Chinese rivers originating in the Qinghai-Tibet Plateau // *Chem. Geol.* 2008. No. 249. P. 307–320.

References

- Akunova G.CH. *Osobennosti vodnoj diplomatii v Central'noj Azii* [Features of water diplomacy in Central Asia] // *Problemy postsovetskogo prostranstva* [Problems of the post-Soviet space], 2021. No.8 (2). pp. 229–241. DOI: <https://doi.org/10.24975/2313-8920-2021-8-2-229-241>. In Russian
- GOST 31861-2012. Mezhdunarodnyj standart. Voda. Obshchee trebovanie k otboru prob* [GOST 31861-2012. International standard. Water. General sampling requirement]. Moscow, Standartinform. 2013. 31 p. In Russian
- Gulomov M.N. *Geomorfologicheskie osobennosti i rezhim pul'sirujushhih lednikov dolini reki Vanch* [Geomorphological features and regime of pulsating glaciers in the Vanj River valley] // *Nauka, Novye tekhnologii i innovacii* [Science, new technologies and innovations], 2016. No.12, pp. 75–79. In Russian
- Desinov L.V., Kononov V.G. *Distancionnyj monitoring mnogoletnego rezhima oledeneniya Pamira* [Remote monitoring of the long-term glaciation regime of the Pamirs] // *Hronika. Obsuzhdeniya* [Chronicle. Discussions]. 2007. No.103. pp. 129–133. In Russian
- Kononov V.G., Vil'yams M.V. *Mноголетние колебания оледенения и стока рек Центральной Азии в современных условиях* [Long-term fluctuations in glaciation and river flow in Central Asia in modern climatic conditions] // *Meteorologiya i gidrologiya* [Meteorology and hydrology]. 2005. No. 9. pp. 69–83. In Russian
- ICWC. Baza znaniy po ispol'zovaniyu zemel'nyh i vodnyh resursov bassejna Aralskogo morya* [ICWC. Knowledge base on the use of land and water resources in the Aral Sea basin]. 2000. Tashkent / www.cawater-info.net. (Date of accessed 25.11.2021)
- Otchet o vodno turistscheskom pohode v rajone YUgo-Zapadnogo Pamira.* [Report on a water tourism trip in the South-Western Pamir region] 2011. Rubcovsk. 132p. <http://veslo.ru>. In Russian

- Timofeeva L.A., Frumin G.T. *Transgranichnye vodnye ob"ekty* [Transboundary water bodies]. St. Petersburg, SpecLit. 2017. 159 p. In Russian
- Andersen M.B., Erel Y., Bourdon B. Experimental evidence for 234U–238U fractionation during granite weathering with implications for 234U/238U in natural waters // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V.73. pp. 4124–4141.
- Berner R., Lasaga A., Garrells R. The carbonate–silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years // *Am. J. Sci.* 1983. V.283. pp. 641–683.
- Chabaux F., Riotte J., Dequincey O. U–Th–Ra fractionation during weathering and river transport // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V.52. pp. 533–576.
- Chen J., Wang F., Xia X., Zhang L. Major element chemistry of the Changjiang (Yangtze River) // *Chem. Geol.* 2002. N 187. pp. 231–255.
- Cruz J.V., Amaral C.S. Major Ion chemistry of groundwater from perched-water bodies of Azores (Portugal) volcanic archipelago // *Appl. Geochem.* 2004. 19. pp. 445–459.
- Dalai T.K., Krishnaswami S., Sarin M.M. Major ion chemistry in the headwaters of the Yamuna River system: chemical weathering, its temperature dependence and CO₂ consumption in the Himalaya // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. N 66. pp. 3397–3416.
- Depetris P.J., Pasquini A.I., Lecomte K.L. *Weathering and the Riverine Denudation of Continents*. Springer briefs in Earth System Sciences. New York, Springer, 2014. 324 p.
- Drever J. I., Zobrist J. Chemical weathering of silicate rocks as a function of elevation in the southern Swiss Alps // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. pp. 3209–3216.
- Dunk R.M., Mills R.A., Jenkins W.J. A reevaluation of the oceanic uranium budget for the Holocene // *Chem. Geol.* 2002. V. 190. pp. 45–67.
- Fleischer S. Interaction between N and C in Soil Has Consequences for Global Carbon Cycling // *J. Resour. Ecol.* 2012. V. 3 (1). pp. 16–19. doi: 10.5814/j.issn.1674-764x.2012.01.003
- Garrels R. M., Mackenzie F. T., Hunt C. *Chemical cycle and the global environment*. New York, William Kaufman, 1973. 260 p.
- Gibbs R. J. Mechanisms controlling world water chemistry // *Science*. 1970. V. 170 (3962). pp. 1088–1090. doi: 10.1126/science.170.3962.1088
- Hayes K., Blashki G., Wiseman J., Burke S., Reifels L. Climate change and mental health: risks, impacts and priority actions // *Int. J. Mental Health Syst.* 2018. 12. pp. 28–40. <https://doi.org/10.1186/s13033-018-0210-6>
- Huang X., Sillanpää M., Gjessing E. T., Vogt R.D. Water quality in the Tibetan Plateau: Major ions and trace elements in the headwaters of four major Asian rivers // *Sci. Tot. Environ.* 2009. V. 407 (24). pp. 6242–6254. doi: 10.1016/j.scitotenv.2009.09.001
- Jost A.B., Lau K.V., Maher K. Cenozoic carbon cycle imbalances and a variable weathering feedback // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. 450. pp. 152–163.
- Kigoshi K. Alpha-recoil thorium-234: dissolution into water and the uranium-234/uranium-238 disequilibrium in nature // *Science*. 1971. V. 173. Iss. 3991. pp. 47–48. doi: 10.1126/science.173.3991.47
- Kotlyakov V. M. Krenke A.N. Investigations of the hydrological conditions of alpine regions by glaciological methods // *IAHS Publ.* 2012. 138. pp. 31–42.
- Li G., Elderfield H. Evolution of carbon cycle over the past 100 million years // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. V. 103. pp. 11–25.
- Li S., Zhang Q. Geochemistry of the upper Han River basin, China, 1: Spatial distribution of major ion compositions and their controlling factors // *Appl. Geochem.* 2008. V. 23 (12). pp. 3535–3544. doi: 10.1016/j.apgeochem.2008.08.012.
- Mason B., Moore C. B., Hintermaier-Erhard G. *Basic features of geochemistry*. With 66 tables. Stuttgart, Enke, 1985. 101 p.
- Meier Ch. *Multiple-tracer based characterization of a river catchment in the Pamir Mountains*. Halle-Wittenberg, Martin Luther University, 2019. 91 p.
- Meier K., Knoche M., Brehme M., et al. Stable isotopes in river waters in the Tajik Pamirs: regional and temporal characteristics // *Isotope Envir. Health Study*. 2013. V. 49. pp. 542–554.
- Meybeck, M. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads // *Amer. J. Sci.* 1987. V. 287 (5). pp. 401–428. doi: 10.2475/ajs.287.5.401
- Moon S., Huh Y., Qin J., van Pho N. Chemical weathering in the Hong (Red) River basin: Rates of silicate weathering and their controlling factors // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71. P. 1411–1430.
- Nesbitt H. W., Markovics G., Price R. C., 1980. Chemical processes affecting alkali and alkaline earth during continental weathering // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1980. V. 44. pp. 1659–1666.
- Normatov I. Sh., Armstrong R., Normatov P. I. Comparative estimation of river runoff formation in the climatic zones of Gorn Pamir // *Sustain. Develop. Mount. Ter.* 2020. V. 12 (3). pp. 366–372.
- Normatov P. I., Armstrong R., Normatov I. Sh. Assessment of the influence of climate change on snow ice resources and hydrology of Mountain Pamir Rivers // *Sustain. Develop. Mount. Ter.* 2019. V. 11 (3). pp. 295–304.
- Oliva P., Viers J., Dupré B. Chemical weathering in granitic environments // *Chem. Geol.* 2003. N 202. pp. 225–256.
- Pandey S.K., Singh A.K., Hasnain S.I. Weathering and Geochemical Processes Controlling Solute Acquisition in Ganga Headwater–Bhagirathi River, Garhwal Himalaya, India // *Aqua. Geochem.* 1999. N 5. pp. 357–379.
- Petersen L.K. Impact of Climate Change on Twenty-First Century Crop Yields in the U.S // *Climate*. 2019. V. 7 (3). pp. 40–57. <https://doi.org/10.3390/cli7030040>
- Project JICA. The study on natural disaster prevention in Pyanj river basin. Final report. 2007. 73 p. <https://www.jica.go.jp>
- Riebe C.S., Kirchner J.W., Finkel R.C. Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 224. pp. 547–562.
- Schneider P., Neitzel P. L., Schaffrath M., Schlumprecht H. *Model-oriented physical-chemical water assessment - reference conditions and quality goals*. Berlin, Federal Environment Agency, 2003. 234 p.
- Sigg L., Stumm W. *Aquatic Chemistry. An Introduction to the Chemistry of Aqueous Solutions and Natural Waters*. Zurich, VDF, 1996. 98 p.

Suchet P.A., Probst J.L., Ludwig W. Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO₂ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 2003. V. 17. pp. 123–131.

West A.J., Galy A., Bickle M. Tectonic and climatic controls on silicate weathering // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 235. pp. 211–228.

White A.F., Blum A.E., Bullen T.D., et al. The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1999. V. 63. pp. 3277–3291.

Wu W., Xu S., Yang J., Yin H. Silicate weathering and CO₂ consumption deduced from the seven Chinese rivers originating in the Qinghai-Tibet Plateau // *Chem. Geol.* 2008. N 249. pp. 307–320.

Информация об авторах:

Норматов И.Ш., член-корреспондент Национальной Академии наук Таджикистана, доктор химических наук, профессор, заведующий кафедрой метеорологии и климатологии, физический факультет, Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан.

E-mail: inomnor@mail.ru

Шерматов Н., доктор технических наук, профессор кафедры вычислительных машин, физический факультет, Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан.

E-mail: umarova52@gmail.com

Норматов П.И., кандидат географических наук, старший преподаватель кафедры метеорологии и климатологии, физический факультет, Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан.

E-mail: norparviz89@gmail.com

Маркаев Б.А., аспирант кафедры метеорологии и климатологии, физический факультет, Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан.

E-mail: markae87@mail.ru

Норматов А.И., аспирант кафедры вычислительных машин, физический факультет, Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан.

E-mail: zar.rakhimov@mail.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Normatov I.Sh., Corresponding Member of the National Academy of Sciences of Tajikistan, Dr. Sci. (Chemistry), Professor, Head of the Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Physics, Tajik National University, Dushanbe, Tajikistan.

E-mail: inomnor@mail.ru

Shermatov N., Dr. Sci. (Technique), Professor of the Department of Computing Machines, Faculty of Physics, Tajik National University, Dushanbe, Tajikistan.

E-mail: umarova52@gmail.com

Normatov P.I., Cand. Sci. (Geography), Senior Lecturer, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Physics, Tajik National University.

E-mail: norparviz89@gmail.com

Markaev B.A., post-graduate student of the Department of Meteorology and Climatology Faculty of Physics, Tajik National University, Dushanbe, Tajikistan.

E-mail: markae87@mail.ru

Normatov A.I., post-graduate student of the Department of Computing Machines, Faculty of Physics, Tajik National University, Dushanbe, Tajikistan.

E-mail: zar.rakhimov@mail.ru

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 21.01.2022; одобрена после рецензирования 14.12.2022; принята к публикации 05.12.2023

The article was submitted 21.01.2022; approved after reviewing 14.12.2022; accepted for publication 05.12.2023

Научная статья

УДК 556.314:504.4(954)

doi: 10.17223/25421379/29/5

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГРАСБЕРГ (ИНДОНЕЗИЯ, ЗАПАДНОЕ ПАПУА) И УСЛОВИЯ ИХ САМООЧИЩЕНИЯ



Маргарита Викторовна Решетько¹, Олег Геннадьевич Савичев²,
Агустинус Кадепа³

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

² Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

¹ mrechetko@tpu.ru

² osavichev@mail.ru

³ kadepaenatoo@gmail.com

Аннотация. Представлены результаты оценки эколого-геохимического состояния поверхностных и подземных вод в районе месторождения Грасберг (Индонезия, Западное Папуа) и условий самоочищения поверхностных вод. Выявлены наиболее информативные показатели состояния. Выполнен расчет распределения показателя разбавления сточных вод.

Ключевые слова: эколого-геохимическое состояние, условия самоочищения, водные объекты, Индонезия, месторождение Грасберг

Для цитирования: Решетько М.В., Савичев О.Г., Кадепа А. Эколого-геохимическое состояние водных объектов в районе месторождения Грасберг (Индонезия, Западное Папуа) и условия их самоочищения // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 77–85. doi: 10.17223/25421379/29/5

Original article

doi: 10.17223/25421379/29/5

ECOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CONDITION OF WATER BODIES IN THE GRASBERG MIMING AREA (INDONESIA, WESTERN PAPUA) AND CONDITIONS OF THEIR AUTOPURIFICATION

Margarita V. Reshetko¹, Oleg G. Savichev², Agustinus Kadepa³

^{1, 2, 3} National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

² National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

¹ mrechetko@tpu.ru

² osavichev@mail.ru

³ kadepaenatoo@gmail.com

Abstract. Abstract. The purpose of the study is a critical analysis of data on the current ecological and geochemical state of the surface and groundwater in the zone of influence of the development of the Garsberg deposit and an assessment of the conditions for their self-purification using the Frolov-Rodziller method. An analysis of the ecological and geochemical state of the surface and groundwater in the area of the Grasberg deposit was carried out, as a result of which it was found that surface water is actually not suitable for domestic and drinking use, and it is advisable to treat groundwater at least 40 % of the time. The most informative indicators of water pollution are the content of suspended solids and sulfate ions. The specific electrical conductivity can also be used, the values of which up to 460 $\mu\text{S}/\text{cm}$ indicate the background state of water bodies; above 1,200–1,300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ – very significant pollution. The ability of surface waters to self-purify in the mountainous part of the Aikva catchment area is quite high due to very high flow rates (more than 2 m/s) and intensive mixing (mixing coefficients of 0.82–0.96). In the plain part (sections of the middle and lower reaches), the mixing coefficients noticeably decrease (to 0.12–0.16, in the mouth area to 0.07), and the dilution factor is characterized by high variability. Accordingly, one should expect a "pulsating" distribution in the middle and lower reaches of the concentrations of dissolved substances.

Keywords: ecological and geochemical state, self-purification conditions, water bodies, Indonesia, Grasberg deposit

For citation: Reshetko M.V., Savichev O.G., Kadepa A. (2023) Ecological and geochemical condition of water bodies in the Grasberg mining area (Indonesia, Western Papua) and conditions of their autopurification. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 74–85. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/29/5

Введение

Месторождение Грасберг (Grasberg), расположенное в Индонезии (рис. 1), является крупнейшим объектом добычи меди, золота и серебра (добыча в 2020 г. составила 367 тыс. т меди, 26,4 т золота и 106 т серебра), в составе которого имеется открытый карьер и подземный рудник, расположенные в районе горы Джая (5 030 м), горнообогатительные фабрики и ТЭЦ на угле [Grasberg_mine].

Пакет акций месторождения принадлежит американской компании Freeport-McMoRan и

правительству Индонезии. История разработки месторождения официально начинается примерно с 1959 г., когда газета *New York Times* опубликовала сообщение о поисках золота в Новой Гвинее.

Поиски и разработка начались в 1960-е гг., хотя официально первая отгрузка руды проведена в начале 1970-х гг. Параллельно разработке месторождения происходили и процессы, связанные с противодействием данной хозяйственной деятельности вследствие некоторых негативных социальных и экологических последствий, обострившиеся в 2000-е гг.

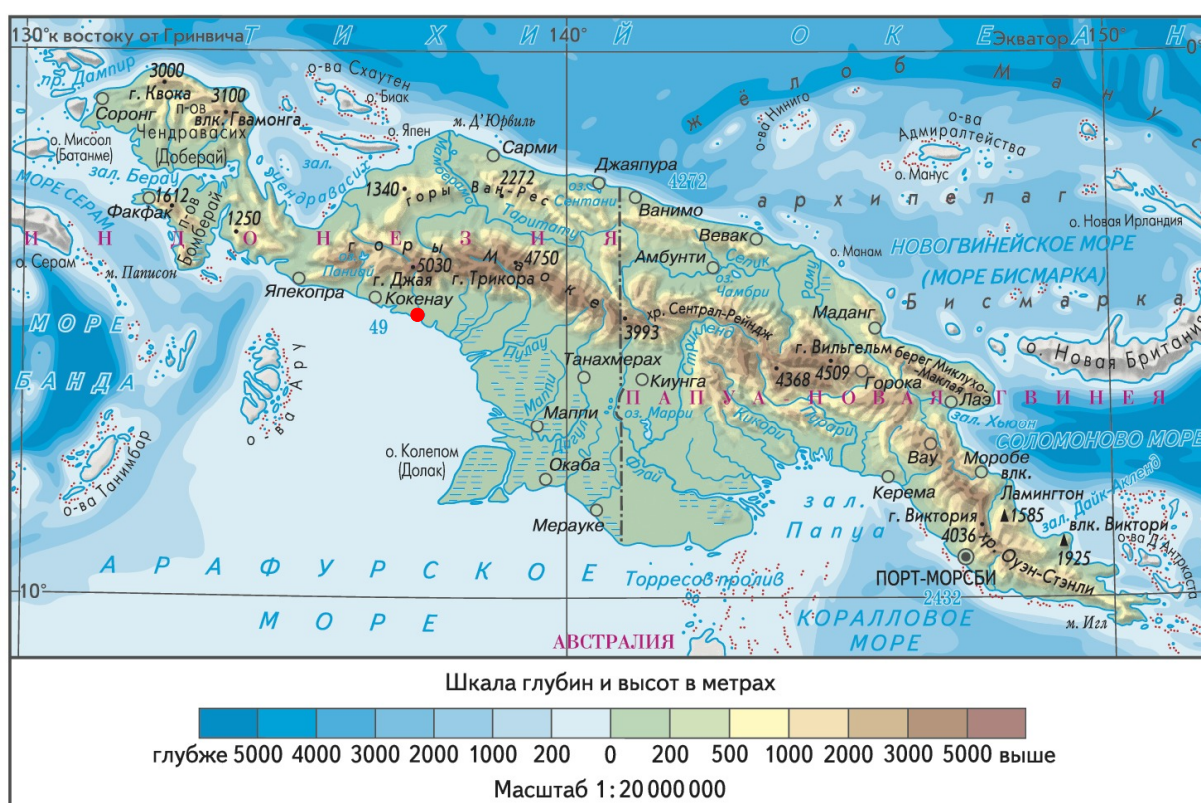


Рис. 1. Расположение объекта исследований (●)

Fig. 1. Location of the study area (●)

Технические аспекты проблемы заключаются в том, что ежесуточный объем вскрышных пород и отходов обогащения составляет около 700 тыс. т, значительная часть материала поступает в хвостохранилища, из которых сбрасывается в водоток, в долине которого сформировалась зона накопления отходов производства площадью свыше 230 км². При этом наблюдается не только переформирование речной

сети, но и деградация почвенного и растительного покрова, ухудшение качества поверхностных и подземных вод, гибель ихтиофауны. Все это обуславливает актуальность исследований эколого-геохимического состояния водосбора – приемника отходов производства, особенно с учетом крайне недостаточной гидрометеорологической и геохимической изученности водных объектов, а также определяет цель

рассматриваемого исследования – критический анализ данных о современном эколого-геохимическом состоянии поверхностных и подземных вод в зоне влияния разработки месторождения Грасберг и оценка условий их самоочищения.

Объекты и методы исследования

Месторождение расположено в провинции Папуа в Индонезии, в юго-западной части острова Новая Гвинея около самой высокой горы в Океании – Пунчак-Джая (Джая). Особенности рельефа способствуют высокой степени климатических вариаций на относительно коротком расстоянии. На территории исследования, простирающейся от побережья Арафурского моря к северу на расстояние около 110 км, можно выделить два физико-географических района: зона высокогорья от 600 до примерно 4 880 м н. ур. м. и зона низменностей от уровня моря до высоты около 600 м н. ур. м. [Technical Report, 2021]. В высокогорье климат альпийский (субальпийский) с небольшими сезонными колебаниями количества осадков, температура может изменяться от -2 до $+22$ °C, количество осадков составляет в среднем около 3 000 мм/год. В низменности влажный тропический муссонный климат (по классификации Кеппена) с температурой от 19 до 38 °C, количество осадков 5 000 мм/год. Из-за окружающих океанов Папуа является одним из самых влажных регионов на Земле, сезонная изменчивость количества осадков незначительна. По данным [Permana et al., 2016] (за период с января 2013 г. по февраль 2014 г. и с декабря 2014 г. по сентябрь 2015 г.), годовое количество осадков постепенно увеличивается с высотой в низинах (примерно от 4 000 до 7 500 мм/год), затем резко возрастает в предгорьях на высоте от 500 до 1 500 м н. ур. м. максимальное годовое количество осадков может достигать 12 000 мм/год. Выше 1 500 м над уровнем моря количество осадков снижается до 3 000–4 000 мм в год. Территория характеризуется чрезвычайно крутым, изрезанным рельефом с водотоками, ограниченными глубоко врезаемыми узкими V-образными долинами, для водотоков характерны высокая скорость потока, внезапные наводнения, эрозия и связанная с этим нестабильность стенок долины [Rusdinar, 2013; Controlled..., 2016]. Изменения природных условий от шахты до порта Амамапаре образовали богатые биоразнообразные экосистемы, которые варьируются от альпийских экосистем, расположенных выше 3 000 м, до тропических, прибрежных пальмовых и мангровых лесов и эстуарных экосистем на уровне моря [Controlled..., 2016].

Компания PT Freeport Indonesia (дочерняя компания Freeport-McMoRan) добывает медь, золото и

серебро. Компания разрабатывала открытым способом рудное тело Эртсберг в период с 1972 по 1984 г., а разработка карьера Грасберг велась в 1990–2020 гг. До 2020 г. около 500 тыс. т вскрышных пород в день размещалось на полигоне отходов выше по течению от бассейнов рек Айква и Отомона. Подземная разработка месторождения началась в 1980 г., в настоящее время компанией запланирована добыча в общей сложности 240 тыс. т руды в сутки. За время эксплуатации шахты (до 2041 г.) прогнозируется, что будет переработано более 3 млрд т руды, более 95 % руды становится хвостами [Technical Report, 2022].

С начала работы компания сбрасывает хвосты обогащения в водный объект. Использование реки в качестве хвостохранилища согласовано с правительством Индонезии, определены величины сбросов загрязняющих веществ и ключевые показатели производственного экологического мониторинга [Kerpen KLHK No.175_2018]. В 1988 г. среднесуточный сброс отходов в реку был около 19 400 т и сравним с транспортирующей способностью потока, оцененной [Leith, 2002] в 19–20 тыс. т/сут. В 1996 г. сброс вырос до 125 тыс. т/сут, площадь отложений составила около 73 км². Средний сброс отходов обогащения в речную систему в 2004 г. составил около 190 тыс. т/сут, а площадь района осадения Айква (Modified Ajkwa Deposition Area – ModADA) выросла примерно до 166 км² [Paull et al., 2006]. Решение министра окружающей среды и лесного хозяйства в 2018 г. [Kerpen KLHK No. 175_2018] ограничило ежедневный объем добычи до 300 тыс. т руды, сброс хвостов обогащения в хвостохранилище, находящееся в долине реки Айква (ModADA), не более 291 тыс. т/сут, а площадь зоны накопления отходов производства не более 230 км². Компания PT Freeport Indonesia использует контролируемую систему управления речным хвостохранилищем [Technical Report, 2021], аудиторские проверки экспертов по рациональному природопользованию [Rusdinar, 2013; Annual Report..., 2020] показали, что эта система является лучшей альтернативой для данных условий.

Водный объект, в который компания PT Freeport Indonesia сбрасывает хвосты обогащения, представляет собой фактически систему ряда притоков в верхнем и среднем течении и разветвляющихся (вследствие естественных русловых процессов и техногенного воздействия) водотоков с самостоятельным выходом в Арафурское море в нижнем течении. На участках среднего и нижнего течения основная часть этой системы имеет название «река Айква», которого авторы будут придерживаться далее по отношению ко всей рассматриваемой системе. Площадь поверхностного водосбора в створе поселения Тимики $F_{b,Tm}$, определяемая по высотным отметкам рельефа

относительно уверенно, составляет 490 км², а площадь всей системы протяженностью 107 км (от карьера до морского края), включая протоки с самостоятельными устьями в Арафурском море, – 6 200 км². Данных гидрометеорологических наблюдений достаточной продолжительности нет, регулярные наблюдения в последнее время проводятся в рамках мониторинга компанией, данные не публикуются.

Режимные гидрологические посты непосредственно в районе исследования отсутствуют. Доступны лишь данные о расходах воды реки Сепик за 1980–1984 гг. в северной части острова [GRDS Stations], обобщение которых с использованием методики [СП 33-101-2003] позволило получить оценку среднееголетнего распределения водного стока р. Айква у поселения Тимика (рис. 2).

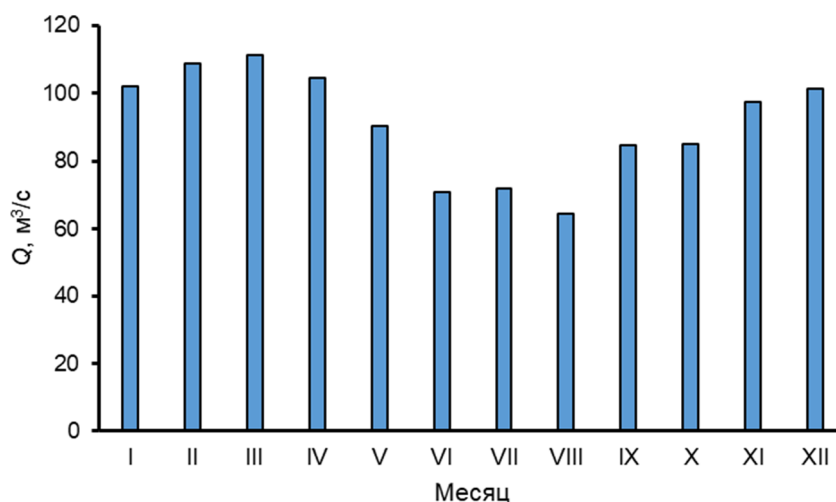


Рис. 2. Расчетное внутригодовое распределение водного стока реки Айква у поселения Тимика по месяцам календарного года в среднем за многолетний период

Fig. 2. Intraannual distribution of a water runoff of the Ajkva river near settlement Timika on months of calendar year on the average for the long-term period

Гидрохимические наблюдения на реке Айква (ее притоках и протоках) и подземных водах в ее водосборе проводятся в последнее время в рамках производственного экологического мониторинга [Technical report, 2021]. Для расчета условий самоочищения поверхностных вод использована методика, принятая в Российской Федерации, а именно, – методика Фролова – Родзиллера [Методика..., 2021]:

$$C_x = \left(\frac{\gamma \cdot Q \cdot C_{bc} + q \cdot C_{sw}}{\gamma \cdot Q + q} \right) \cdot f(t), \quad (1)$$

$$nm = \frac{\gamma \cdot Q + q}{q} = \frac{C_{sw} - C_{bc}}{C_x - C_{sw}}, \quad (2)$$

$$\gamma = \frac{1 - \exp(-\alpha \cdot \sqrt[3]{L})}{1 + \frac{Q}{q} \cdot \exp(-\alpha \cdot \sqrt[3]{L})}, \quad (3)$$

$$\alpha = \varphi \cdot \varepsilon \cdot \sqrt[3]{\frac{D}{q}}, \quad (4)$$

$$D = \frac{g \cdot v_a \cdot h_z}{37 \cdot n_r \cdot C_{ch}^2}, \quad (5)$$

$$v_a = C_{ch} \cdot \sqrt{h_a \cdot J}, \quad (6)$$

$$C_{ch} = \frac{h_a^{\frac{1}{6}}}{n_r}, \quad (7)$$

где C_x – концентрация исследуемого вещества на расстоянии x ; Q – расход воды до сброса сточных вод;

q – расход сточных вод; γ – коэффициент смешения; $f(t)$ – функция самоочищения, часто $f(t) = \exp(-k_c \cdot t) \approx \exp(-k_c \cdot \frac{x}{v_x})$; k_c и k_c^* – удельная скорость изменения концентрации C ; nm – кратность основного разбавления; α – коэффициент гидравлических условий; φ – коэффициент извилистости; ε – коэффициент, зависящий от места выпуска сточных вод (у берега $\varepsilon = 1$); D – коэффициент гидродисперсии; v_a – средняя скорость течения на расчетном участке (v_x – средняя скорость течения на участке от истока до створа x); L – длина участка по форватеру; n_r – коэффициент шероховатости; J – уклон водной поверхности; h_a – средняя глубина потока на участке; C_{ch} – коэффициент Шези.

Значения J и B оценены ориентировочно по системе Google Earth для участков длиной 1–3 км, ограниченных створами относительно резкого изменения планового очертания русла и (или) высотных отметок; коэффициенты шероховатости приняты по [СП 33-101-2003] для участков: 0,00–4,23 км от карьера (до резкого расширения долины) – 0,065; 4,23–107,00 км – 0,050; расход воды Q_{Tm} в створе поселения Тимика

принят, согласно [Методика..., 2021], как минимальный среднемесячный ($64 \text{ м}^3/\text{с}$), в остальных створах – по соотношению длин от истока до расчетного створа L_x и поселения Тимика L_{tm} : $Q_x = Q_{tm} \cdot \frac{L_x}{L_{tm}}$; средняя глубина h_a подобрана методом общего понижающего градиента для каждого створа по уравнениям Шези –Маннинга (6), (7); остальные параметры вычислены по уравнениям (1)–(7) по данным производственного экологического мониторинга о средних концентрациях за первое полугодие 2021 г. (из двух квартальных проб).

Результаты и обсуждение

Анализ данных производственного экологического мониторинга исследуемой территории показал, что поверхностные и подземные воды на участке перехода от горного рельефа до устьевой области водотоков вне зоны влияния разработки месторождения Грасберг в целом пресные, по pH – от слабокислых (подземные) до слабощелочных, с содержанием сульфат-иона до 30 мг/л . В устьевых областях водотоков региона закономерно увеличивается электропроводность вследствие смешения речных и морских вод.

Ярко выраженное влияние добычи полезных ископаемых характеризуется резким увеличением содержания взвешенных веществ и концентрациями SO_4^{2-} более 30 мг/л (таблица). По содержанию Fe и микроэлементов существенные изменения содержаний вследствие хозяйственной деятельности в целом не отмечены, что, с одной стороны, может объясняться осаждением и соосаждением со взвешенными частицами, а с другой – не совсем понятно отсутствие роста концентраций микроэлементов при значительном увеличении количества сульфат-иона.

С учетом этого далее основной акцент сделан на изучении изменения взвешенных веществ в поверхностных водах по длине системы Айква от карьера до устьевой области. В случае же подземных вод была установлена (методом наименьших квадратов) между величиной общего содержания растворенных солей (TDS), удельной электропроводностью (EC) и концентрацией SO_4^{2-} :

$$TDS = (0,89 \pm 0,03) \cdot EC - (104,92 \pm 31,05);$$

$$R^2 = 0,98, \quad (8)$$

$$[\text{SO}_4^{2-}] = \exp^{(-9,97 \pm 1,53) \cdot EC^{2,18 \pm 0,24}};$$

$$R^2 = 0,86 \quad (9)$$

где R^2 – квадрат корреляционного отношения. Использование указанных регрессионных зависимостей позволяет определить: 1) величину удельной электропроводности и концентрации SO_4^{2-} , соответствующие границе пресных и солоноватых вод ($EC = 1241 \text{ мкСм/см}$; $[\text{SO}_4^{2-}] = 260 \text{ мг/л}$); 2) величины EC (461 мкСм/см) и TDS (305 мг/л), соответствующие предложенному выше значению верхней границы незагрязненного состояния $[\text{SO}_4^{2-}]_{bc} = 30 \text{ мг/л}$. Следовательно, по классификации О.А. Алекина [Алекин, 1970] в незагрязненном состоянии воды обычно пресные маломинерализованные, реже – среднеминерализованные, а солоноватые или соленые воды – признак либо загрязнения, либо смешения с морскими водами. Соответственно, при значениях EC до 461 мкСм/см эколого-геохимическое состояние как подземных, так и поверхностных вод, вне влияния морских вод, можно в первом приближении считать «удовлетворительным» и близким к фоновому, при значениях EC от 461 до 1241 мкСм/см – «загрязненным», при EC свыше 1241 мкСм/см – «грязным».

Физико-химические и гидрохимические показатели поверхностных и подземных вод в районе месторождения Грасберг в 2021 г.

Physical and chemical and hydrochemical parameters of surface and ground waters in the Grasberg mining area in 2021

Объект	Местоположение (длина от карьера/истока, км)	Пункт	pH	TSS, мг/л	EC, мкСм/см	SO_4^{2-} , мг/л	Fe, мг/л	Al, мг/л	As, мг/л	Cu, мг/л
Среднее из двух проб за 1-й и 2-й кварталы 2021 г.										
р. Айква (р. Отомона)	5	S110	9,07	462000	1955	нд	0,077	0,069	0,005	<0,002
р. Айква	45	S130	7,69	12155	836	312 (август)	0,056	0,067	<0,002	0,003
р. Айква	52	S245	7,79	10340	903	нд	0,057	0,072	<0,002	0,006
р. Айква	66	S255	7,43	10895	969	нд	0,038	0,217	<0,002	0,002
р. Айква	82	S261	7,50	168	231	нд	0,315	0,076	<0,002	0,002
Устьевая область р. Айква	107	EM270	7,64	1066	8917	нд	0,144	0,085	<0,002	0,018
Слияние рек Кали Копи и Минджевари Апиран (условный фон относительно пункта S255)	66	S417.6	7,61	105	143	нд	0,286	0,072	<0,002	0,002

Объект	Местоположение (длина от карьера/истока, км)	Пункт	pH	TSS, мг/л	EC, мкСм/см	SO ₄ ²⁻ , мг/л	Fe, мг/л	Al, мг/л	As, мг/л	Cu, мг/л
Устьевая область р. Мавати (условный фон для ЕМ270)	–	ЕМ770	7,51	4	41995	нд	0,006	0,013	<0,002	0,002
Колодец (питьевой)	д. Квамки Лама	kVt	6,03	нд	97	3,8	0,032	<0,005	<0,002	0,004
Колодец (питьевой)	с. Кампунг Писанга	KP	6,70	нд	542	20,0	1,041	<0,005	<0,002	<0,001
Одна проба за 1-й квартал 2021 г.										
Колодец (питьевой)	Участок среднего течения	L1W1	6,44	нд	164,6	3,11	0,0034	<0,005	<0,002	<0,001
Колодец (питьевой)	Участок среднего течения	L1W2	6,78	нд	183,6	3,2	0,0025	<0,005	<0,002	<0,001
Скважина (питьевая, глубокая)	Участок среднего течения	L1W3B	6,8	нд	206,2	2,99	0,003	<0,005	<0,002	<0,001
Колодец (питьевой)	Участок среднего течения	L4W1	6,88	нд	263,2	6,09	0,397	<0,005	0,004	<0,001
Колодец (питьевой)	Участок среднего течения	L4W3A	7,13	нд	297,7	16,1	0,0129	<0,005	0,005	<0,001
Колодец (питьевой)	Участок среднего течения	L4W3B	7,23	нд	525,3	28,4	0,019	<0,005	0,002	0,015
Колодец (питьевой)	Участок среднего течения	L6W1	7,65	нд	930,3	168	0,706	<0,005	<0,002	0,005
Скважина (питьевая, неглубокая)	Участок среднего течения	L6W2A	7,62	нд	831,3	243	0,390	<0,005	<0,002	<0,001
Колодец (питьевой)	Участок среднего течения	L6W2B	7,51	нд	906,2	10,8	0,042	<0,005	0,07	<0,001
Колодец (питьевой)	Участок среднего течения	P323M	6,95	нд	1970	1060	0,0279	0,021	0,004	<0,001
Колодец (питьевой)	Участок среднего течения	P319D2	7,45	нд	1666	958	0,0074	0,011	<0,002	<0,001
Колодец (питьевой)	Участок среднего течения	L7W2	6,23	нд	2081	1040	46,7	<0,005	0,003	<0,001
Колодец (питьевой)	Участок среднего течения	L7W3	6,35	нд	1876	997	48,2	<0,005	0,003	<0,001

Примечание. TSS – сумма взвешенных частиц; EC – удельная электропроводность.

Note. TSS – total suspended substances; EC – electric conductivity.

Важным моментом исследования состояния водных объектов является оценка их устойчивости, в данном случае рассматриваемая через значения кратности основного разбавления nt (2). Выполненные расчеты показали, что от карьера (истока) до выхода на равнинную часть водосбора происходит увеличение nt и, соответственно, способности потока к самоочищению. Однако далее, на участках среднего и нижнего течения, наблюдается весьма значительная изменчивость кратности основного разбавления, свидетельствующая в целом неблагоприятных условиях самоочищения.

Для получения более полной информации об условиях самоочищения поверхностных вод по измеренным значениям содержаний взвешенных веществ были определены параметры функции $f(t)$ в уравнении (1):

$$f(t) = \exp \frac{(12,79 \pm 1,99) \cdot Q^{-(3,96 \pm 0,50)}}{R^2 = 0,94}; \quad (10)$$

Сходимость измеренных и расчетных значений в целом удовлетворительная (рис. 4), но, с учетом малого количества проб, полученное распределение содержаний взвешенных веществ по длине р. Айква весьма ориентировочное. Тем не менее можно сделать вывод, что на участке 40–107 км должно было бы наблюдаться снижение содержаний взвешенных веществ примерно до 100 мг/л (см. таблицу).

В действительности значения TSS в 10–100 раз выше, а площадь отложений достигает 230 км². Если предположить, что низкие концентрации меди и ряда других микроэлементов в растворенном состоянии связаны с сорбцией на частицах наносов и донных отложений, то можно ожидать весьма высокие их концентрации в грунтах долины Айква.

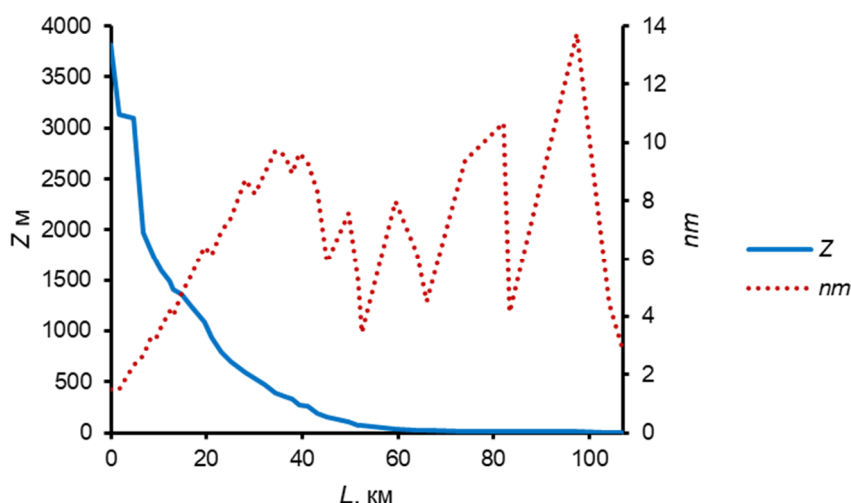


Рис. 3. Изменение кратности основного разбавления nm с высотой Z и по длине L речной системы Айква

Fig. 3. Change of frequency rate of the basic dilution nm with height Z and on length L of the Aykwa River system

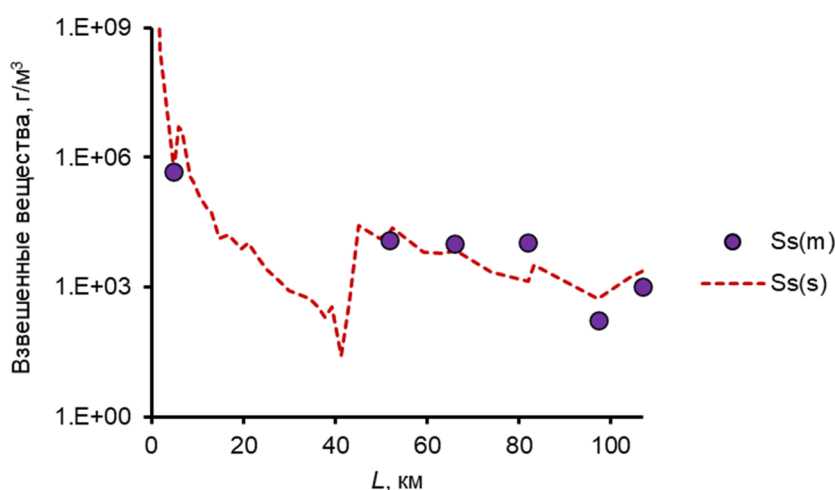


Рис. 4. Распределение по длине р. Айква измеренных $Ss(m)$ и расчетных $Ss(s)$ значений содержания взвешенных веществ (1)

Fig. 4. Distribution measured $Ss(m)$ and settlement $Ss(s)$ values of suspended substances (1) on length of the Aykwa River system

Закключение

Проведен анализ эколого-геохимического состояния поверхностных и подземных вод в районе месторождения Грасберг, в результате которого установлено, что поверхностные воды фактически не пригодны к хозяйственно-питьевому использованию, а подземные воды не менее чем в 40 % целесообразно подвергнуть водоподготовке.

Наиболее информативными показателями загрязнения вод являются содержания взвешенных веществ и сульфат-иона. Также может использоваться и

удельная электропроводность, значения которой до 460 мкСм/см свидетельствуют о фоновом состоянии водных объектов, свыше 1 200–1 300 мкСм/см – об очень значительном загрязнении.

Способность поверхностных вод к самоочищению в горной части водосбора Айква достаточно высока вследствие очень высоких скоростей течения (более 2 м/с) и интенсивного перемешивания (коэффициенты смешения γ 0,82–0,96). В равнинной части (участки среднего и нижнего течения) коэффициенты смешения заметно снижаются (до 0,12–0,16, в устьевой области до 0,07), а кратность разбавления

характеризуется высокой изменчивостью. Соответственно, следует ожидать и «пульсирующее» распределение в среднем и нижнем течении концентраций растворенных веществ.

Список источников

- Алекин О.А.** Основы гидрохимии. Л. : Гидрометеиздат, 1970. 444 с.
- Методика** разработки нормативов допустимых сбросов загрязняющих веществ в водные объекты для водопользователей (с изменениями на 17 мая 2021 года). Утверждена приказом Минприроды России от 29 декабря 2020 года № 1118. М. : МПР РФ, 2021. 46 с.
- СП 33-101-2003.** Свод правил по проектированию и строительству. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. М. : Госстрой России, 2004. 72 с.
- Annual report** on sustainability 2020 Freeport-McMoRan. URL: <https://www.fcx.com/>
- Controlled Riverine Tailings Management** at PT Freeport Indonesia 2016. URL: <https://ptfi.co.id> (дата обращения 20.05.2022).
- Grasberg mine.** URL: https://translated.turbopages.org/proxy_u/en-ru.ru.a1d6e23d-629c53f1-c0ad6bcc-74722d776562/https/en.wikipedia.org/wiki/Grasberg_mine (дата обращения 20.05.2022).
- GRDS Stations:** List, location, operating time and data of the stations. Federal Institute for Hydrology. URL: <https://portal.grdc.bafg.de/applications/public.html?publicuser=PublicUser#dataDownload/Stations>. (дата обращения: 20.05.2022).
- Kepmen KLHK No. 175_2018_ Trashed-1636587178-Pengelolaan Tailing PTFI di Daerah Penimbunan Ajkwa atau ModADA / SK 175/Men-LHK/Setjen/PLB.3/4/2018.** URL: https://amdal.menlhk.go.id/amdal_site/izin.php Tailings Management in the Ajkwa Stockpiling Area or ModADA (дата обращения: 20.05.2022). In Indonesian.
- Leith D.** The politics of power: Freeport in Suharto's Indonesia. University of Hawaii Press, 2002. 376 p.
- Paull D. et al.** Monitoring the environmental impact of mining in remote locations through remotely sensed data // *Geocarto International*. 2006. V. 21, No. 1. P. 33–42.
- Permana D.S., Thompson L.G., Setyadi G.** Tropical West Pacific moisture dynamics and climate controls on rainfall isotopic ratios in southern Papua, Indonesia // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2016. V. 121, No. 5. P. 2222–2245.
- Rusdinar Y. et al.** Long term performance of hydrogeochemical riverine mine tailings deposition at Freeport Indonesia // *Mine Water and the Environment*. 2013. V. 32, No. 1. P. 56–70.
- Technical report 2021_RKL-RPL-S1.** URL: <https://www.fcx.com/>. (дата обращения: 20.05.2022).
- Technical report:** Summary of Mineral Reserves and Mineral Resources for Grasberg minerals district Papua, Indonesia. Report Date: January 31, 2022. Freeport-McMoRan. URL: <https://www.fcx.com/> (дата обращения: 20.05.2022).

References

- Alekin O.A. *Osnovy gidrokhimii* [Fundamentals of hydrochemistry]. Leningrad : Gidrometeoizdat, 1970. 444 p. In Russian
- Metodika razrabotki normativov dopustimyykh sbrosov zagryaznyayushchikh veshchestv v vodnye ob'ekty dlya vodopol'zovateley* [Methodology for developing standards for permissible discharges of pollutants into water bodies for water users] (s izmeneniyami na 17 maya 2021 goda). Utverzhdena prikazom Minprirody Rossii ot 29 dekabrya 2020 goda N 1118. Moscow: MPR RF, 2021. 46 p. In Russian
- SP 33-101-2003. Svod pravil po proektirovaniyu i stroitel'stvu. Opredelenie osnovnykh raschetnykh gidrologicheskikh kharakteristik.* [Code of design and construction rules. Determination of the main calculated hydrological characteristics] Moscow: Gosstroy Rossii, 2004. 72 p. In Russian
- Annual report on sustainability 2020 Freeport-McMoRan Electronic resource: <https://www.fcx.com/> (Date of accessed 20.05.2022)
- Controlled Riverine Tailings Management at PT Freeport Indonesia 2016 Electronic resource: <https://ptfi.co.id> (Date of accessed 20.05.2022).
- Grasberg mine Electronic resource: https://translated.turbopages.org/proxy_u/en-ru.ru.a1d6e23d-629c53f1-c0ad6bcc-74722d776562/https/en.wikipedia.org/wiki/Grasberg_mine. (Date of accessed 20.05.2022).
- GRDS Stations: List, location, operating time and data of the stations. Federal Institute for Hydrology. Electronic resource: <https://portal.grdc.bafg.de/applications/public.html?publicuser=PublicUser#dataDownload/Stations>. (Date of accessed 20.05.2022).
- Kepmen KLHK No.175_2018_ Trashed-1636587178-Pengelolaan Tailing PTFI di Daerah Penimbunan Ajkwa atau ModADA [Tailings Management in the Ajkwa Stockpiling Area or ModADA] / SK 175/Men-LHK/Setjen/PLB.3/4/2018 Electronic resource: https://amdal.menlhk.go.id/amdal_site/izin.php (Date of accessed 20.05.2022) In Indonesian
- Leith D. The politics of power: Freeport in Suharto's Indonesia. University of Hawaii Press, 2002. 376 p.
- Paull D. et al. Monitoring the environmental impact of mining in remote locations through remotely sensed data // *Geocarto International*. 2006. T. 21. No. 1. pp. 33–42.
- Permana D. S., Thompson L. G., Setyadi G. Tropical West Pacific moisture dynamics and climate controls on rainfall isotopic ratios in southern Papua, Indonesia // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2016. T. 121. No. 5. pp. 2222–2245.
- Rusdinar Y. et al. Long term performance of hydrogeochemical riverine mine tailings deposition at Freeport Indonesia // *Mine Water and the Environment*. 2013. V. 32. No. 1. pp. 56–70.
- Technical report 2021_RKL-RPL-S1 Electronic resource: <https://www.fcx.com/>. (Date of accessed 20.05.2022)
- Technical report: Summary of Mineral Reserves and Mineral Resources for Grasberg minerals district Papua, Indonesia. Report Date: January 31, 2022. Freeport-McMoRan Electronic resource: <https://www.fcx.com/>. (Date of accessed 20.05.2022)

Информация об авторах:

Решетько М.В., кандидат географических наук, доцент, отделение геологии, Инженерная школа природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия.
E-mail: mrechetko@tpu.ru

Савичев О.Г., доктор географических наук, профессор, отделение геологии, Инженерная школа природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет; профессор, кафедра гидрологии, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: osavichev@mail.ru

Кадепа А., магистрант, отделение геологии, Инженерная школа природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия.

E-mail: kadepaenatoo@gmail.com

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Reshetko M.V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Geology, School of Natural Resources Engineering, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia.

E-mail: mrechetko@tpu.ru

Savichev O.G., Dr. Sci. (Geography), Professor, Department of Geology, School of Natural Resources Engineering, National Research Tomsk Polytechnic University; Professor, Department of Hydrology, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: osavichev@mail.ru

Kadepa A., MSc, Department of Geology, School of Natural Resources Engineering, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia.

E-mail: kadepaenatoo@gmail.com

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 20.06.2022; одобрена после рецензирования 01.02.2023; принята к публикации 05.12.2023

The article was submitted 20.06.2022; approved after reviewing 01.02.2023; accepted for publication 05.12.2023

Научная статья
УДК 556.114.6
doi: 10.17223/25421379/29/6

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД БАСЕЙНА РЕКИ КУДЫ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)



Наталья Анатольевна Тарасюк¹, Вера Игоревна Полетаева²,
Михаил Владимирович Пастухов³

^{1, 2, 3} Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

¹ natalina1981@mail.ru

² alieva@igc.irk.ru

³ mpast@igc.irk.ru

Аннотация. Исследование гидрохимического состава поверхностных вод бассейна р. Куды показало его значительную изменчивость. Определены основные природные и антропогенные факторы, обуславливающие пространственную и временную динамику концентраций главных ионов, биогенных компонентов и микроэлементов в воде р. Куды и ее притоков. Выявлены многолетние изменения основного ионного состава, минерализации и pH воды на различных участках р. Куды.

Ключевые слова: гидрохимический состав, малые реки, главные ионы, биогенные компоненты, микроэлементы, природные и антропогенные факторы

Источник финансирования: исследование выполнено в соответствии с государственным заданием в рамках проекта № 0284-2021-0003.

Для цитирования: Тарасюк Н.А., Полетаева В.И., Пастухов М.В. Факторы формирования гидрохимического состава поверхностных вод бассейна реки Куды (Иркутская область) // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 86–103. doi: 10.17223/25421379/29/6

Original article
doi: 10.17223/25421379/29/6

FACTORS FOR FORMING THE HYDROCHEMICAL COMPOSITION OF SURFACE WATER IN THE KUDA RIVER BASIN (IRKUTSK REGION)

Natalya A. Tarasyuk¹, Vera I. Poletaeva², Mikhail V. Pastukhov³

^{1, 2, 3} A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

² Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

¹ natalina1981@mail.ru

² alieva@igc.irk.ru

³ mpast@igc.irk.ru

Abstract. The increase in population inhabiting the territory of small rivers within the Irkutsk region is responsible for enhancing consumption of river water for daily use. It becomes evident that the anthropogenic load on the ecosystem of rivers is rising and river water quality is changing. Therefore, it is vital to explore the formation and transformation of hydrochemical characteristics under the influence of different factors. The goal of this paper is to analyze the geochemical composition of surface water in the Kuda River basin, and the changes caused by natural and anthropogenic factors. We sampled water at 8 sites of the Kuda River and at its 11 tributaries in different hydrological seasons. In addition, we have analyzed 14 groundwater samples within the basin. The following parameters were measured: pH, TDS (Total dissolved solids), major ion concentrations (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}), biogenic components (NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+) and microelements. With the received data on hand, we have identified significant spatial and seasonal variability in the hydrochemical properties of surface waters. The pH values vary from 6.8 to 8.3. The highest values of TDS and major ion concentrations were measured for the surface and ground waters of the middle basin. The biogenic components are present in small quantities in biogenic components of the Kuda River and its tributaries. The maximum concentrations of NO_2^- , NH_4^+ and P_{total} are determined for the river midstream and of NO_3^- in its upstream. The lowest concentrations of microelements were detected in the water of the upper part, but Ti, Cu, Zn, Ba, and Pb, for which the average concentrations at that site are higher than at the other ones. The highest concentrations of Li, B, Al, Fe, As, Sr, Mo, and U were determined in the middle, and Mn in the lower part of the Kuda River. The spatial dynamics of major ion concentrations is primarily

impacted by geological factors, and it agrees well with the change of geological rocks in the river basin. The cluster analysis was employed to reveal the relationship between surface and ground water in different parts of the watershed. The climate factor effect is reflected in seasonal variations of hydrochemical parameters in the Kuda River water. A long-term frost period causes freezing at some sites on the riverbed. Thus, this is the reason for a poor expression or lack of winter maximum and spring minimum concentrations of some components arriving into the river water through ground feeding. The surface water composition is noticeably transformed in the middle part of the basin due to saline soils and salt marshes bearing SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Ba, and U. In the studied area, the effluents of industrial and domestic use at the settlements, as well as agricultural enterprises, provide the source of biogenic pollution of surface waters. The drop in pH value and increase in major ion concentrations, primarily sulfate ions, over a long period of time are triggered by the impact of contaminated atmospheric precipitation and the enlargement of arable ploughed lands within the river basin.

Keywords: hydrochemical composition, small rivers, natural and anthropogenic factors

Source of financing: the study was carried out in accordance with the state task within the framework of project No. 0284-2021-0003.

For citation: Tarasyuk N.A., Poletaeva V.I., Pastukhov M.V. (2023) Factors for forming the hydrochemical composition of surface water in the Kuda river basin (Irkutsk Region). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. 86–103. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/29/6

Введение

Формирование химического состава речных вод происходит под воздействием факторов природного и антропогенного характера [Roy et al., 1999; Grosbois et al., 2001; Григорьева, Комиссаров, 2014; Джамалов и др., 2019]. Природными источниками поступления растворенных веществ в поверхностные воды являются атмосферные выпадения, горные породы, слагающие водосборные бассейны, почвенный покров и др. [Han et al., 2010; Xiao et al., 2016; Karaoui et al., 2017]. Климатический фактор играет важную роль в сезонной динамике химического состава речных вод, определяя соотношение источников питания реки в различные гидрологические сезоны [Zhou et al., 2019; Атабиева, Чередник, 2020]. Антропогенные источники также вносят существенный вклад в изменение природных гидрохимических характеристик водных объектов [Azzellino et al., 2008; Peters et al., 2019].

В отличие от крупных рек, малые и средние реки более чувствительны к различного рода воздействиям локального и глобального масштабов. В их гидрохимическом составе отражаются все особенности водосборных бассейнов и происходящих в них биогеохимических процессов [Алексеевский и др., 2003]. Гидрохимический режим малых рек значительно изменяется под влиянием антропогенной нагрузки, что определяет возможность их использования в качестве индикаторов экологического состояния территорий водосборов [Григорьева и др., 2020]. Гидрохимические данные позволяют решать ряд актуальных задач теоретического и практического характера: оценка возможностей использования вод в питьевых, бытовых и рыбохозяйственных целях, установление источников питания и загрязнения реки, разработка программ эколого-геохимического мониторинга и т.д. [Болдескул и др., 2014;

Кожевникова и др., 2017; Howladara et al., 2021; Poletaeva et al., 2021].

Поверхностные воды являются важнейшим ресурсом Иркутской области и широко используются для питьевого и хозяйственно-бытового водоснабжения населения региона. Основным источником пресной воды является главная водная артерия – р. Ангара, вытекающая из оз. Байкал. Однако водоснабжение многих населенных пунктов, удаленных от Ангары, осуществляется за счет вод ее притоков. Бассейн р. Куды (правобережный приток р. Ангары), расположенный на юге Иркутской области, характеризуется высокой плотностью сельского населения. На этой территории сосредоточено значительное количество крупных и средних сельских населенных пунктов [Дмитриева, 2016], располагающихся в непосредственной близости от реки. В связи с этим целью работы являлось изучение особенностей формирования и трансформации гидрохимического состава р. Куды и ее притоков под воздействием природных и антропогенных факторов.

Материалы и методы исследования

Район исследования. Сток р. Куды формируется в южной части Сибирской платформы. Протяженность реки 226 км при площади водосбора 8 040 км², что позволяет отнести ее к рекам средней величины. Река Куды имеет развитую сеть притоков, сосредоточенных преимущественно в левобережье (рис. 1, а). Ее питание происходит преимущественно за счет атмосферных осадков (82,2 %), доля грунтового питания составляет 17,8 % [Бочкарев, 1959].

Бассейн р. Куды характеризуется сложным геологическим строением, в котором принимают участие породы нижнего и верхнего кембрия, угленосные юрские отложения, а также породы палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. Верховья реки

находятся в области распространения верхоленской свиты, относящейся к мергельно-алевроолито-песчаниковой формации (рис. 1, *b*) [Галимова, Пермяков, 2009]. В долине р. Дундуй (левый приток р. Куды) обнажаются породы литвинцевской свиты (нижний–средний кембрий), представленной известняками, доломитами, доломит-ангидритами. Средняя часть свиты сульфатно-соленосная. На небольших участках бассейнов левых притоков р. Куды – р. Орда (с притоком р. Ишин-Гол), р. Мурин (в частности ее приток р. Каменка) – вскрываются нижнекембрийские отложения ангарской свиты. Наряду с известняками и доломитами в ней присутствуют сульфатные породы и пласты каменной соли [Рыбаков, Хоботова, 1999]. В среднем и нижнем течении р. Куды прорезает юрские отложения присаянской и кудинской свит, сложенных песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, углистыми сланцами. Обнажения черемховской свиты встречаются в верховьях притоков Куяда, Большой Кот и Оек [Акулов и др., 2015]. Четвертичные отложения также широко распространены в пределах этого участка р. Куды, покрывая коренные отложения сплошным чехлом [Бехтерева, Шпейзер, 1970]. Они представлены суглинками, супесями, песками, гравийно-галечными отложениями и редко глинами. В соответствии с пространственным изменением преобладающих пород бассейн р. Куды

условно разделен на три части: I – верхняя, II – средняя, III – нижняя (рис. 1, *a*).

Климат исследуемого района является резко континентальным, с низкими среднегодовыми температурами ($-2,1...-2,6\text{ }^{\circ}\text{C}$). Самым холодным месяцем является январь (до $-58\text{ }^{\circ}\text{C}$), самым теплым – июль (до $+37\text{ }^{\circ}\text{C}$). Безморозный период длится в среднем около 3 месяцев. Количество атмосферных осадков невелико, их годовая сумма составляет всего 320–406 мм [Беркин и др., 1993]. Наибольшая доля их приходится на летний период с максимумом в июле.

В долине р. Куды преимущественно развиты луговые, аллювиальные луговые, лугово-болотные, торфянистые и торфяные почвы. В среднем течении реки распространены засоленные почвы и солончаки, для которых характерен сульфатный или сульфатно-бикарбонатный тип засоления [Лопатовская, 2006].

Реки изучаемого района относятся к восточносибирскому типу [Михайлов, Добролюбов, 2017], для которого характерно наличие весеннего половодья, летнее-осенних дождевых паводков. Ледостав длится с ноября по апрель. Наиболее маловодный период наблюдается в феврале–марте. Слабый зимний сток в сочетании с низкими температурами нередко приводит к перемерзанию русел и развитию процессов наледеобразования [Беркин и др., 1993].

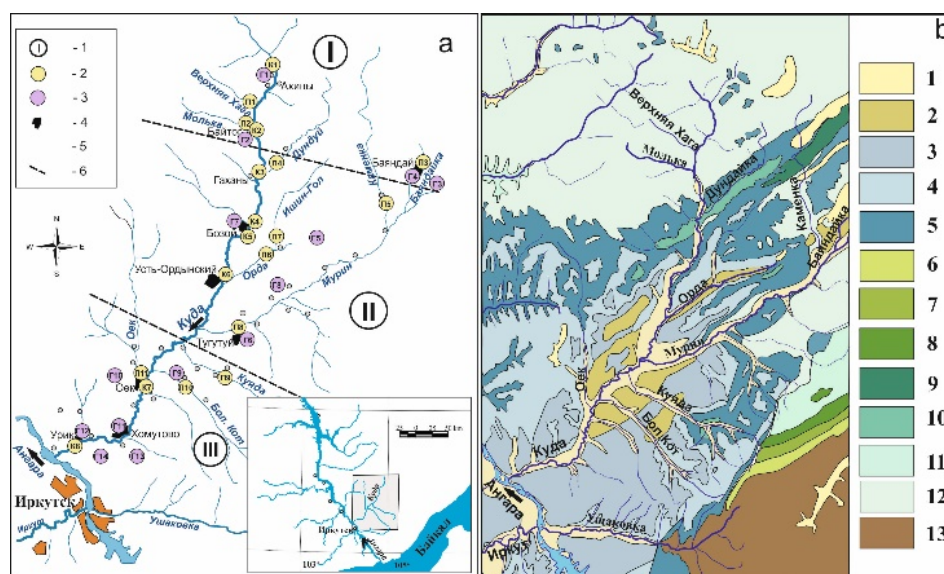


Рис. 1. Карта-схема отбора проб воды (а) и геологического строения бассейна (б) р. Куды

а: 1 – части бассейна р. Куды: I – верхняя, II – средняя, III – нижняя; 2 – пункты отбора проб поверхностных вод; 3 – пункты отбора проб подземных вод; 4 – крупные поселки; 5 – деревни; 6 – условные границы частей бассейна; б: четвертичная система – 1; неогеновая система – 2; юрская система: 3 – Кудинская свита, 4 – Присаянская свита, 5 – Черемховская свиты; кембрийская система: 6 – Верхоленская свита; 7 – Литвинцевская свита, 8 – Ангарская и Литвинцевская объединенные свиты; 9 – Ангарская свита, 10 – Булайская свита, 11 – Бельская свита, 12 – Усольская свита; рифей – 13

Fig. 1. Map of water sampling sites (a) and geological structure (b) of the the Kuda River basin

а: 1 – parts of the Kuda river basin: I – upper, II – middle, III – lower; 2 – surface water sampling sites; 3 – groundwater sampling sites; 4 – large settlements; 5 – villages; 6 – borders between the parts of the Kuda River basin; б: Quaternary – 1; Neogene – 2; Jurassic formations: 3 – Kudinsky, 4 – Prisayansky, 5 – Cheremkhovsky; Cambrian formations: 6 – Verkholsky, 7 – Litvintsevsky, 8 – united Angarsky and Litvintsevsky, 9 – Angarsky, 10 – Bulaisky, 11 – Belsky, 12 – Usolsky; Riphean – 13

Отбор проб и методы анализа. Исследование выполнено на р. Куде и ее притоках (см. рис. 1, а). Отобрано 55 проб речных вод. На р. Куде в сезон летней межени отобраны пробы воды в 8 пунктах (К1–К8), распределенных по течению от верховий до предустьевоего участка. Посезонный отбор проведен в пунктах К4 и К8 в зимнюю (март), летнюю (июль), осеннюю (октябрь) межени и в весеннее половодье (май). Также исследованы воды 11 притоков: Верхняя Хага (П1), Молька (П2), Баяндайка (П3), Дундуй (П4), Каменка (П5), Орда (П6), Ишин-Гол (П7), Мурин (П8), Куяда (П9), Большой Кот (П10), Оек (П11). Для большинства притоков опробование проводили в разные гидрологические сезоны, исключая зимнюю межень, когда отбор проб был невозможен из-за промерзания русел. Для оценки влияния гидрогеологических условий на состав поверхностных вод отобраны пробы подземных вод из скважин и родников, расположенных в различных частях бассейна р. Куды (пункты Г1–Г14).

Показатель pH в пробах воды определяли на месте отбора с помощью портативного pH-метра HANNA марки HI9812. Отбор проб воды для определения концентраций главных ионов и биогенных компонентов проводили согласно [ГОСТ Р 51592-2000]. Пробы воды для определения микроэлементов предварительно пропускали через одноразовые мембранные фильтры с размером пор 0,45 мкм, помещались в полипропиленовые пробирки с винтовой крышкой емкостью 0,05 дм³ и подкислялись азотной кислотой фирмы MERCK марки «supra» до pH = 1,5–2,0.

Химический анализ выполнен с использованием оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН по аттестованным методикам. Методы исследования: пламенно-эмиссионная спектрофотометрия (Na⁺, K⁺), атомно-абсорбционная спектрометрия (Ca²⁺, Mg²⁺), титриметрический (HCO₃⁻, Cl⁻), турбидиметрический (SO₄²⁻), фотометрический (NO₃⁻, NO₂⁻, NH₄⁺), масс-спектрометрический с индуктивно-связанной плазмой (микроэлементы). Для получения аналитического сигнала использовалось следующее оборудование: атомно-абсорбционный спектрометр PerkinElmer 403, пламенный фотометр ДФС-12, спектрофотометр СФ-46, масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой Element2. Для получения градуировочных характеристик и контроля качества измерений массовых концентраций исследуемых компонентов применялись государственные стандартные образцы состава водных растворов (ГСО) и многоэлементные сертифицированные растворы (CLMS-2, SPEX, США).

Для оценки интенсивности вариаций гидрохимических данных и сопоставления между собой вариабельности различных гидрохимических показателей использовали коэффициент вариации (V), рассчитанный

как отношение среднего квадратического отклонения к среднему арифметическому, выраженное в %.

Для установления взаимосвязи между поверхностными и подземными водами бассейна реки Куды по гидрохимическим характеристикам использовали кластерный анализ [Другов и др., 1974]. Построение иерархических дендрограмм Q- и R-кластерного анализа осуществляли при помощи надстройки «Cluster» для Microsoft Excel. Иллюстрации выполнены в программах CorelDRAW X7 и Microsoft Excel.

Результаты

Поверхностные воды бассейна р. Куды значительно различаются по своему химическому составу (табл. 1). Воды реки Куды и ее притоков относятся к нейтральным и слабощелочным. Величина pH в них варьирует от 6,8 до 8,3, в большинстве проанализированных проб превышает 7,5. Максимальное значение этого показателя отмечены для воды р. Куды в среднем течении (К4) и притока Оек (П11), минимальное – для притока Большой Кот (П10).

Минерализация (TDS) поверхностных вод бассейна р. Куды изменяется в широких пределах. В соответствии с классификацией [Алекин, 1970] выделяются воды от очень малой (<100 мг/дм³) до высокой (>1 000 мг/дм³) минерализации. Для вод верхней части бассейна значения TDS в основном соответствуют средней минерализации (200–500 мг/дм³). Исключением является вода р. Верхняя Хага, минерализация которой составляет 140 мг/дм³. Для средней части бассейна характерны наибольшие значения TDS (табл. 1). Воды реки Куды на этом участке характеризуются повышенной минерализацией (466–779 мг/дм³), рек Каменка (1 053–1 183 мг/дм³), Орда (1 076–1 423 мг/дм³) и Ишин-Гол (1 235 мг/дм³) – высокой минерализацией, рек Дундуй (455–596 мг/дм³) и Мурин (414–659 мг/дм³) – средней и повышенной минерализацией. Для поверхностных вод нижней части бассейна выявлены наиболее низкие значения TDS. Величина этого показателя в воде р. Куды близка к его значениям в верховьях реки. Среди притоков минимальные значения TDS определены для р. Большой Кот (29–65 мг/дм³). К маломинерализованным относится вода притока Куяда (107–200 мг/дм³).

Главные ионы и биогенные компоненты в водах бассейна р. Куды. Концентрации большинства главных ионов в воде р. Куды подвержены значительным пространственным изменениям (табл. 1). Так, в летний период на верхнем участке реки концентрации SO₄²⁻ возрастают от 45 до 200 мг/дм³, Ca²⁺ – от 78 до 112 мг/дм³, Mg²⁺ – от 5 до 19 мг/дм³. В воде среднего течения продолжается увеличение количества SO₄²⁻

до 260 мг/дм³, Mg²⁺ до 36 мг/дм³, а также значительно повышаются концентрации Cl⁻ (от 2 до 24 мг/дм³) и Na⁺ (от 9 до 33 мг/дм³). На нижнем участке реки Куды содержание большинства главных ионов в воде

снижается: SO₄²⁻ – в 2,3 раза, Cl⁻ – в 3,2, Ca²⁺ – в 1,8, Mg²⁺ – в 1,6, Na⁺ – в 2,4 раза. Наименьшим изменениям по течению реки подвержены концентрации HCO₃⁻.

Таблица 1
Вариации концентраций главных ионов и биогенных компонентов (мг/дм³), минерализация (мг/дм³) и показатель pH в поверхностных водах бассейна р. Куды

Table 1
Variations of major ion and biogenic component concentrations (mg/ L), salinity (mg/ L) and pH in surface waters of the Kuda River basin

Показатель	Верхняя часть бассейна				Средняя часть бассейна				Нижняя часть бассейна			
	р. Куды (n = 4)*		притоки (n = 6)		р. Куды (n = 13)		Притоки (n = 16)		р. Куды (n = 8)		Притоки (n = 8)	
	Мин-макс среднее	V, %	Мин-макс среднее	V, %	Мин-макс среднее	V, %	Мин-макс среднее	V, %	Мин-макс среднее	V, %	Мин-макс среднее	V, %
HCO ₃ ⁻	208–266 225	12	98–374 237	43	190–337 238	17	232–535 335	30	112–308 204	31	14–322 152	85
SO ₄ ²⁻	30–200 83	96	3–20 11	64	155–268 219	18	75–600 333	61	36–125 85	34	4–100 37	116
Cl ⁻	<1,0–1,1 <1,0	17	1,1–8,6 3,1	95	1,6–40,7 14,4	76	1,4–22,7 7,5	94	3,7–14,6 8,7	45	<1,0–4,3 1,7	85
Ca ²⁺	64–112 81	27	28–65 52	27	91–131 108	12	66–217 121	41	38–73 58	21	3–98 39	98
Mg ²⁺	4,6–19,2 13,2	47	3,9–27,7 16,1	55	17–39 30	25	18–105 55	57	6–35 21	42	2,2–22,6 11,2	80
K ⁺	<1,0–1,2 <1,0	30	<1,0–3,2 1,9	53	1,2–2,3 1,8	23	1,0–15,7 5,5	85	<1,0–2,1 1,4	25	<1,0–1,8 <1,0	84
Na ⁺	4,5–8,6 5,6	35	1,7–20,4 9,8	72	7,7–46,4 22,4	49	6–105 43	85	6,3–20,0 13,4	34	2,4–20,3 9,2	87
NO ₃ ⁻	0,12–0,46 0,26	57	0,10–0,35 0,22	41	0,04–0,42 0,16	62	0,04–0,66 0,21	73	0,09–0,25 0,18	35	0,04–0,40 0,19	54
NO ₂ ⁻	<0,02	–	<0,02–0,15 0,03	–	<0,02–0,02 <0,02	–	<0,02–0,80 0,08	265	<0,02–0,17 0,03	229	<0,02–0,04 <0,02	–
NH ₄ ⁺	<0,05	–	<0,05–0,08 <0,05	–	<0,05 <0,05	–	<0,05–0,09 <0,05	–	<0,05–0,08 <0,05	–	<0,05–0,10 <0,05	–
Робщ	<0,04–0,04 <0,04	–	0,04–0,23 0,10	83	<0,04–0,05 <0,04	–	<0,04–0,15 0,05	72	<0,04–0,07 0,05	41	<0,04–0,07 0,05	38
TDS	351–551 409	23	140–510 328	42	466–779 635	15	413–1423 901	40	204–523 392	28	29–560 251	91
pH	7,0–7,8 7,6	5	7,1–7,9 7,6	4	7,8–8,3 8,0	2	7,4–8,6 7,9	3	7,2–8,2 7,8	4	6,8–8,3 7,5	7

Примечание. Здесь и далее в таблицах *n – количество проб.

Note. *n – number of samples.

Так же как в р. Куды, наибольшие значения концентраций главных ионов установлены в притоках средней части бассейна (см. табл. 1). Содержание некоторых ионов значительно выше, чем в р. Куде. Например, в реках Орда и Ишин-Гол концентрации HCO₃⁻ достигают 411–535 мг/дм³, Mg²⁺ – 85–105 мг/дм³, Na⁺ – 60–105 мг/дм³, K⁺ – 7–16 мг/дм³. В воде р. Каменки выявлены максимальные концентрации SO₄²⁻ (до 600 мг/дм³) и Ca²⁺ (до 217 мг/дм³) среди всех поверхностных вод бассейна. И напротив, пониженными, по сравнению с р. Кудой, концентрациями компонентов основного ионного состава отличаются воды притоков верхней (р. Верхняя Хага и

р. Молька) и нижней (р. Куяда и р. Большой Кот) частей бассейна.

Концентрации NO₂⁻, NH₄⁺ и Р_{общ} в большинстве проб поверхностных вод ниже предела определения методик (табл. 1). Максимальные концентрации этих компонентов в воде р. Куды определены для нижнего течения реки. Содержание NO₃⁻ в воде р. Куды составляет 0,04–0,46 мг/дм³, наибольшие концентрации отмечены в верховьях реки. В воде некоторых притоков выявлены концентрации биогенных компонентов, в несколько раз превышающие значения для р. Куды. Например, в воде рек Баяндайка и Орда концентрации NO₂⁻ достигают значений 0,15 мг/дм³ и

0,80 мг/дм³, а концентрации $P_{\text{общ}}$ – 0,23 мг/дм³ и 0,15 мг/дм³ соответственно.

Коэффициенты вариации, рассчитанные для главных ионов в водах бассейна р. Куды, в большинстве случаев превышают 33 % (табл. 1), что свидетельствует о неоднородности гидрохимического состава [Кишин, Чекмарева, 2013]. В то же время содержание HCO_3^- , Ca^{2+} и K^+ в воде р. Куды на всех участках относительно стабильно (V – 12–31 %). Наибольшая вариабельность концентраций SO_4^{2-} и Mg^{2+} отмечается для верхней части, а Cl^- и Na^+ для средней части реки. Для притоков разброс данных выражен в большей степени, чем для р. Куды. Только коэффициент вариации Ca^{2+} в водах притоков верхней части бассейна ниже 33 %. Наибольшие значения V главных ионов получены для притоков нижней части бассейна.

Для классификации поверхностных вод по гидрохимическому составу использована диаграмма Пайпера (рис. 2). В анионной композиции вод верхней и

нижней части бассейна доминирует HCO_3^- . Наибольшее значение доли гидрокарбонат-иона характерно для притоков Баяндайка (92–97 %-экв.) и Куяда (90–91 %-экв.). В большинстве водных проб средней части бассейна преобладающим является SO_4^{2-} . В воде р. Каменка его доля максимальна (67–76 %-экв.).

В катионном составе большинства исследованных речных вод доминирующим является Ca^{2+} (50–95 %-экв.). Mg^{2+} , как правило, составляет менее 45 %-экв. Доля щелочных элементов в речных водах незначительна (< 20 %-экв.). Реки средней части бассейна Куды – Орда и Ишин-Гол – отличаются по своему катионному составу от других притоков. Преобладающим катионом в их водах является Mg^{2+} (41–46 %-экв.). На долю Ca^{2+} приходится 30–39 %-экв. Доля щелочных элементов повышена относительно остальных поверхностных вод бассейна (16–24 %-экв.). Высокие доли Na^+ и K^+ (22–24 %-экв.) отмечены в воде р. Большой Кот, относящейся к нижней части бассейна.

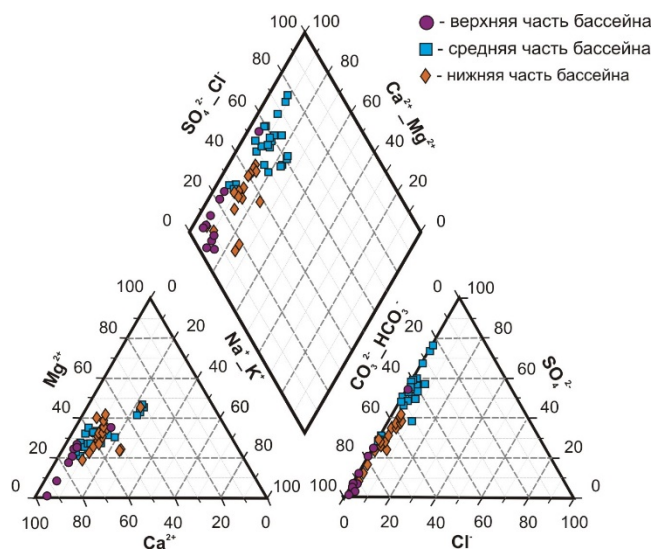


Рис. 2. Диаграмма Пайпера для поверхностных вод бассейна реки Куды

Fig. 2. The Piper-diagram of the surface waters of the Kuda River basin

В соответствии с диаграммой Пайпера в верхней и нижней частях бассейна Куды преобладают воды $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ состава. Средняя часть бассейна отличается разнообразием составов. Здесь присутствуют воды $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Mg}$, а также смешанного состава $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Ca-Mg}$.

Микроэлементный состав поверхностных вод бассейна р. Куды. Концентрации микроэлементов в водах р. Куды и ее притоков представлены в табл. 2. В большинстве проб концентрации Sr составляют более 100 мкг/дм³, Li , B , Al , Mn , Fe , Ba – от 1 до 100 мкг/дм³, Ti , Cu , Zn , As , Mo , U – от 0,1 до

10 мкг/дм³, Pb – менее 1 мкг/дм³. В р. Куде наименьшие концентрации микроэлементов обнаружены в воде верхней части. Исключение составляют Ti , Cu , Zn , Ba , Pb , для которых в верхнем течении средние концентрации выше, чем на других участках реки. Наибольшие уровни концентраций Li , B , Al , Fe , As , Sr , Mo , U установлены в средней части, Mn – в нижней части р. Куды. Воды притоков реки различаются по микроэлементному составу. Наибольшими концентрациями Ba характеризуются притоки верхней части; Li , B , As , Sr , Mo , U – средней части; Al , Ti , Fe , Cu , Zn , Pb – нижней части бассейна. Вода притока

Каменка выделяется максимальными уровнями В (163–196 мкг/дм³), Sr (3 726–4 824 мкг/дм³) и Мо (6,5–7,7 мкг/дм³). В воде рек Орда и Каменка обнаружены наибольшие концентрации U (4,5–11,3 мкг/дм³).

Концентрации микроэлементов в речных водах бассейна Куды варьируют в различной степени (табл. 2). Наибольшая стабильность концентраций ($V \leq 33\%$) на верхнем участке р. Куды установлена для Li, As, Ba, U; на среднем участке – для B, Sr, Mo, Ba, U; на нижнем участке – для Li, B, As, Sr, Mo, Ba, U. Значительной изменчивости в воде реки подвержены концентрации Al, Fe, Cu, Pb. В притоках р. Куды коэффициент вариации (V) для микроэлементов в большинстве случаев превышает 33%. Исключение составляют Ba – в верхней и средней частях, Li – в средней части и As – в нижней части бассейна. Наибольшей вариабельностью микроэлементного состава характеризуются воды притоков нижней части бассейна р. Куды, в которых коэффициент вариации для Li, B, Al, Fe, Sr, Pb, U превышает 100 %.

Гидрохимический состав подземных вод бассейна р. Куды. Подземные воды бассейна значительно различаются по своему гидрохимическому составу (табл. 3). Реакция среды в них нейтральная или слабощелочная. Большая часть проанализированных проб подземных вод по величине минерализации относятся к пресным ($TDS < 1\,000\text{ мг/дм}^3$). Только в двух пунктах – в скважине в д. Олои (Г5) и колодце п. Хомутово (Г12) – воды характеризуются как солоноватые. Наибольшими значениями TDS и концентрациями главных ионов характеризуются подземные воды средней части бассейна. Наименьшая вариабельность концентраций среди компонентов основного ионного состава отмечается для HCO_3^- и Ca^{2+} .

Биогенные компоненты в исследованных водах присутствуют в незначительных количествах. Уровни NO_2^- , NH_4^+ и $\text{P}_{\text{общ}}$ в большинстве проб ниже пределов определения методик анализа. Наибольшая концентрация NO_2^- обнаружена в воде скважины в д. Байтог (Г2), а $\text{P}_{\text{общ}}$ – в воде скважины в д. Олои (Г5). Содержание NO_3^- варьирует в широких пределах: от десятых долей мг/дм³ до $> 100\text{ мг/дм}^3$.

Максимальная концентрация нитратов обнаружена в воде скважины Г5.

Концентрации микроэлементов в подземных водах бассейна р. Куды варьируют в пределах двух порядков (табл. 3). Концентрации Sr составляют $> 100\text{ мкг/дм}^3$; Li, B, Mn, Fe, Ba – $1\text{--}100\text{ мкг/дм}^3$; Al, Cu, Zn, As, Mo, U – $0,1\text{--}10\text{ мкг/дм}^3$; Ti, Pb – $< 1\text{ мкг/дм}^3$. В скважинах, расположенных в средней части бассейна, выявлены максимальные значения для Li, B, Al, Pb – в п. Бозой (Г7); As, Sr – в д. Олои (Г5); Mn, Fe – в п. Тугутуй (Г6). В скважинах верхней части бассейна отмечались наибольшие количества Ti – в д. Тимошинск (Г1); Ba – в д. Тургеневка (Г3); Cu, Zn – в п. Баяндай (Г4). Максимумы концентраций Mo и U зафиксированы в воде колодца в п. Хомутово (Г11). В пробе из этого пункта, помимо Mo и U, обнаружены концентрации HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , Li, B, Ba, значительно превышающие средние значения для подземных вод этой части бассейна.

Обсуждение

Значительная вариабельность гидрохимического состава поверхностных вод определяется особенностями их формирования при воздействии различных природных и антропогенных факторов.

Геологическое строение бассейна. Основным процессом формирования вод местного стока является растворение минеральных и органических веществ, находящихся в почвенно-грунтовой толще водосборов [Орлов и др., 1988; Roy et al., 1999]. Трансформация гидрохимического состава вод р. Куды по течению, а также формирование вод ее притоков согласуются с характером изменения пород, слагающих бассейн реки. Гидрокарбонатный кальциевый состав верховий р. Куды и ее притоков Верхняя Хага и Молька контролируется растворением известняков и глинистых доломитов. Рост минерализации и изменение анионной композиции в сторону увеличения доли сульфат-ионов в водах средней части бассейна свидетельствуют об активном выщелачивании гипсов и ангидритов.

Таблица 2
Вариации концентраций микроэлементов в поверхностных водах бассейна р. Куды, мкг/дм³

Variations of microelement concentrations in surface waters of the Kuda River basin, µg /L

Элемент	Верхняя часть бассейна				Средняя часть бассейна				Нижняя часть бассейна			
	р. Куды (n = 4)		Притоки (n = 6)		р. Куды (n = 13)		Притоки (n = 16)		р. Куды (n = 8)		Притоки (n = 8)	
	Мин–макс среднее	V, %	Мин–макс среднее	V, %	Мин–макс среднее	V, %	Мин–макс среднее	V, %	Мин–макс среднее	V, %	Мин–макс среднее	V, %
Li	$\frac{4-7}{5}$	27	$\frac{2-18}{9}$	74	$\frac{9-90}{38}$	61	$\frac{20-40}{30}$	22	$\frac{18-30}{22}$	17	$\frac{1-51}{21}$	112
B	$\frac{11-37}{20}$	57	$\frac{4-26}{14}$	54	$\frac{39-93}{60}$	27	$\frac{19-196}{74}$	76	$\frac{21-28}{24}$	11	$\frac{3-51}{20}$	107

Элемент	Верхняя часть бассейна				Средняя часть бассейна				Нижняя часть бассейна			
	р. Куды (n = 4)		Притоки (n = 6)		р. Куды (n = 13)		Притоки (n = 16)		р. Куды (n = 8)		Притоки (n = 8)	
	Мин-макс среднее	V, %	Мин-макс среднее	V, %	Мин-макс среднее	V, %	Мин-макс среднее	V, %	Мин-макс среднее	V, %	Мин-макс среднее	V, %
Al	$\frac{1-10}{4}$	100	$\frac{2-26}{12}$	74	$\frac{1-661}{85}$	241	$\frac{3-13}{6}$	51	$\frac{1-12}{5}$	68	$\frac{3-141}{35}$	148
Ti	$\frac{0,3-1,3}{0,7}$	50	$\frac{0,3-1,2}{0,5}$	63	$\frac{0,1-1,2}{0,6}$	68	$\frac{<0,2-6,7}{1,0}$	161	$\frac{<0,2-1,1}{0,6}$	74	$\frac{0,2-5,6}{1,8}$	98
Mn	$\frac{3-10}{7}$	46	$\frac{1-47}{11}$	167	$\frac{2-38}{24}$	48	$\frac{3-392}{65}$	150	$\frac{22-434}{96}$	149	$\frac{3-41}{19}$	64
Fe	$\frac{1,3-9,5}{4,3}$	87	$\frac{4,2-39,1}{18,2}$	88	$\frac{4-300}{39}$	206	$\frac{3-233}{51}$	111	$\frac{6-67}{19}$	118	$\frac{5-354}{113}$	115
Cu	$\frac{0,6-1,5}{1,1}$	37	$\frac{0,3-1,9}{0,8}$	78	$\frac{0,3-4,5}{0,9}$	124	$\frac{0,2-1,0}{0,7}$	40	$\frac{0,3-6,6}{1,4}$	153	$\frac{0,3-3,4}{1,1}$	91
Zn	$\frac{1,4-7,1}{3,8}$	75	$\frac{0,3-4,0}{1,6}$	102	$\frac{0,3-3,5}{1,2}$	73	$\frac{0,2-5,0}{1,5}$	87	$\frac{0,7-2,2}{1,5}$	45	$\frac{1,3-3,8}{2,4}$	45
As	$\frac{0,4-0,5}{0,4}$	7	$\frac{0,2-2,3}{1,0}$	85	$\frac{0,3-0,9}{0,6}$	36	$\frac{0,4-3,1}{1,1}$	67	$\frac{0,4-0,8}{0,6}$	30	$\frac{0,1-0,4}{0,3}$	27
Sr	$\frac{505-1848}{904}$	70	$\frac{75-873}{400}$	77	$\frac{1\ 047-2\ 518}{1812}$	27	$\frac{564-4\ 824}{2411}$	49	$\frac{665-1\ 409}{1006}$	28	$\frac{46-1\ 795}{654}$	117
Mo	$\frac{0,4-2,8}{1,0}$	114	$\frac{0,2-0,8}{0,5}$	55	$\frac{1,8-4,2}{3,0}$	21	$\frac{0,5-7,8}{2,7}$	92	$\frac{1,0-1,6}{1,3}$	16	$\frac{0,04-0,69}{0,28}$	83
Ba	$\frac{57-68}{61}$	8	$\frac{53-94}{77}$	23	$\frac{35-72}{51}$	21	$\frac{25-82}{45}$	32	$\frac{30-44}{35}$	16	$\frac{5-28}{14}$	71
Pb	$\frac{0,05-0,44}{0,18}$	99	$\frac{0,01-0,15}{0,06}$	96	$\frac{0,02-0,32}{0,08}$	112	$\frac{0,01-0,19}{0,05}$	83	$\frac{0,01-0,08}{0,04}$	56	$\frac{0,01-0,53}{0,12}$	141
U	$\frac{0,6-1,1}{0,8}$	32	$\frac{0,1-3,5}{2,0}$	73	$\frac{1,2-2,4}{1,7}$	26	$\frac{0,7-11,3}{4,1}$	74	$\frac{0,7-1,2}{0,9}$	18	$\frac{0,01-1,09}{0,40}$	121

Таблица 3

Концентрации главных ионов (мг/дм³), биогенных компонентов (мг/дм³) и микроэлементов (мкг/дм³) в подземных водах бассейна р. Куды

Table 3

Variations of major ion (mg/ L), biogenic component (mg/ L) and microelement (µg /L) concentrations in groundwater of the Kuda River basin

Показатель	Верхняя часть бассейна (n = 4)*		Средняя часть бассейна (n = 4)		Нижняя часть бассейна (n = 6)	
	мин-макс	среднее	мин-макс	среднее	мин-макс	среднее
HCO ₃ ⁻	215–403	298	289–428	356	107–561	308
SO ₄ ²⁻	14–120	69	8–350	167	4–180	44
Cl ⁻	1–21	8	4–39	21	2–58	16
Ca ²⁺	45–92	75	70–147	106	29–139	69
Mg ²⁺	14–39	28	17–68	37	6–39	19
K ⁺	1,0–2,2	1,4	0,9–6,2	2,7	0,4–21,1	4,2
Na ⁺	6–16	11	15–75	38	4–86	30
NO ₃ ⁻	0,5–40,0	10,7	0,1–106,0	26,6	0,1–16,2	3,4
NO ₂ ⁻	<0,02–0,15	0,04	<0,02	–	<0,02	–
NH ₄ ⁺	<0,05	–	<0,05	–	<0,05	–
Робщ	<0,04	–	<0,04–0,40	0,11	<0,04–0,08	0,04
TDS	414–590	502	438–1 206	754	175–1 088	493
pH	7,6–7,9	7,6	6,9–7,4	7,2	7,3–7,9	7,6
Li	5–41	16	13–52	27	5–24	13
B	26–38	30	22–65	36	5–41	17
Al	1,6–3,8	2,8	1,4–4,6	2,8	1,7–4,2	2,6
Ti	0,1–0,8	0,4	0,1–0,5	0,2	0,1–0,2	0,1
Mn	0,2–35,5	15,2	1–501	199	26–365	181
Fe	1–36	14	2–516	184	2–12	5
Cu	0,4–7,5	2,3	0,4–1,4	0,8	0,2–0,8	0,4
Zn	2–34	14	2–5	3	0,3–10,4	2,7
As	0,1–1,4	0,7	0,1–6,4	1,8	0,1–0,2	0,1
Sr	696–1 159	950	1 512–2 738	2 125	179–2 264	1 150
Mo	0,3–1,4	0,8	0,5–2,4	1,4	0,4–5,4	1,5
Ba	27–129	69	14–55	35	1–102	40
Pb	0,04–0,11	0,07	0,01–0,29	0,09	0,03–0,09	0,05
U	0,7–4,8	2,4	0,03–16,0	5,5	0,03–28,44	6,69

Рост концентраций хлорид ионов и натрия обусловлен наличием пластов каменной соли. Воды притоков нижнего течения р. Куды – Куяда и Большой Кот, формирующихся в области распространения юрских песчанников, характеризуются невысокой величиной минерализации и гидрокарбонатным кальциевым составом. В воде р. Куды после впадения этих притоков наблюдается уменьшение концентрации главных ионов, происходит смена ее гидрохимического типа.

Подземные воды. Несмотря на то, что на долю грунтового питания р. Куды приходится лишь 17,8 % объема [Бочкарев, 1959], растворенные в подземных водах минеральные вещества могут играть значительную роль в формировании гидрохимического состава поверхностных вод бассейна.

По полученным гидрохимическим характеристикам поверхностных и подземных вод бассейна р. Куды, включающим главные ионы и микроэлементы, проведен кластерный анализ. С помощью Q-кластера (рис. 3, а) выделено три группы проб. Первая группа включает в себя пробы поверхностных и подземных вод, отобранных в верхней и нижней частях бассейна, имеющих низкую и среднюю минерализацию и гидрокарбонатный кальциевый состав. Вторую группу преимущественно составляют пробы поверхностных и подземных вод средней части бассейна р. Куды с повышенной или высокой минерализацией, с сульфатным кальциевым, сульфатным кальциево-магниевым, гидрокарбонатным кальциевым составом. В третьей группе присутствуют пробы

воды из различных частей бассейна, характеризующиеся средней и повышенной минерализацией и гидрокарбонатным кальциевым составом.

Проба воды из р. Каменка (П5) в кластере не имеет тесной связи ни с одной из описанных выше групп. Она характеризуется высокой минерализацией и сульфатным кальциевым составом. В воде этой реки обнаружены наибольшие концентрации SO_4^{2-} , Ca^{2+} , В, Sr и Мо среди всех исследованных вод бассейна Куды. При этом соотношение $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$ имеет наименьшее значение (0,4) среди всех вод с сульфатным составом (0,8–1,3).

В кластере выявляются подгруппы, включающие пробы поверхностных и подземных вод близких территориально и схожих по составу. Для верхней части бассейна отмечается сходство гидрохимических характеристик воды в пунктах, К1 и Г1 (верховья р. Куды), а также П3 и Г3 (верховья р. Мурин). В средней части бассейна в подгруппы объединяются пробы притоков р. Куды и подземных вод: П6, П7, Г5 – долина рек Орда и Ишин-Гол; Г2, П4 – долина р. Куды и притока Дундуй; П8, Г8 – долина р. Мурин. В нижней части бассейна выделяется подгруппа, включающая воды р. Куды близ устья (К8) и подземные воды в пункте Г12. Кроме того, прослеживается схожесть состава воды левобережных притоков П9, П10 (реки Куяда и Большой Кот) и родника (Г13). Таким образом, кластерный анализ демонстрирует тесную взаимосвязь поверхностных и подземных вод по всему бассейну р. Куды.

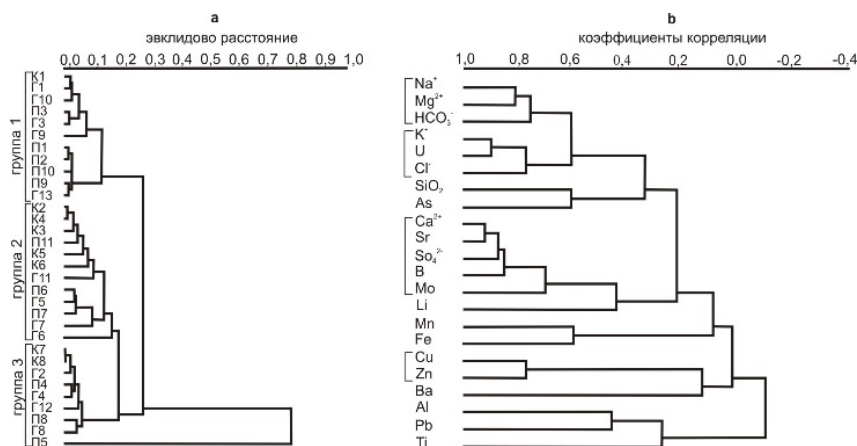


Рис. 3. Результаты Q-кластерного (а) и R-кластерного анализа (b) по гидрохимическому составу поверхностных и подземных вод бассейна р. Куды

Fig. 3. Results of Q-cluster (a) and R-cluster (b) analyses using hydrochemical composition of the surface water and groundwater of the Kuda River basin

R-кластер (см. рис. 3, b) демонстрирует связь между гидрохимическими показателями

исследованных водных проб. На дендрограмме выявляются ассоциации компонентов: $\text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+} -$

HCO_3^- ; $\text{K}^+ - \text{U} - \text{Cl}^-$; $\text{Ca}^{2+} - \text{Sr} - \text{SO}_4^{2-} - \text{B} - \text{Mo}$; $\text{Cu} - \text{Zn}$. Это свидетельствует о том, что в поверхностные воды эти ионы и микроэлементы могут поступать с грунтовым питанием. Так, наиболее высокие концентрации SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Sr, B и Mo отмечены как в поверхностных, так и подземных водах средней части бассейна Куды.

В то же время большая часть микроэлементов не имеет тесных взаимосвязей с главными ионами и друг с другом. Это может быть связано с их поступлением в речные воды из разных источников (поверхностный сток, антропогенное влияние и др.), а также с изменением миграционных способностей элементов при различных физико-химических условиях среды [Перельман, 1982; Shvartsev, 2008].

Климатический фактор играет определяющую роль в сезонной изменчивости гидрохимического состава р. Куды. Исследование состава воды р. Куды в двух пунктах (K4 и K8) в различные гидрологические сезоны выявило отчетливую динамику концентраций главных ионов и микроэлементов (рис. 4, 5).

В среднем течении реки (K4) для величины минерализации и концентраций ионов HCO_3^- , Cl^- , Mg^{2+} , Na^+ и K^+ ярко выражен зимний максимум, обусловленный подземным питанием реки. Концентрации сульфат-иона и кальция в зимнюю межень мало отличаются от значений, полученных для других гидрологических сезонов. В воде нижнего течения (K8) концентрации главных ионов в зимний период гораздо ниже, чем для среднего течения. Это свидетельствует о преимущественном питании реки за счет грунтовых вод нижней части бассейна. Зимой русла притоков и самой р. Куды местами перемерзают до дна, что

приводит к образованию обширных наледей и ограничивает поступление минерализованных вод от средней части бассейна к нижнему участку реки. Среди микроэлементов зимние максимумы концентраций отмечены для Li, Mn, As, Cu – в среднем течении реки, Mn, Sr, Ba – в нижнем течении. Такие различия обусловлены спецификой микроэлементного состава подземных вод в соответствующих частях бассейна р. Куды (табл. 3).

В сезон весеннего половодья грунтовые воды, за счет которых происходит питание реки в зимнюю межень, в значительной степени разбавляются талыми маломинерализованными снеговыми водами [Сороковикова и др., 2015; Netsvetaeva et al., 2020]. В результате величина TDS и концентрации всех главных ионов в воде уменьшаются. Однако в нижнем течении это снижение выражено в меньшей степени, чем на среднем участке реки, а содержание сульфат-иона незначительно повышается относительно зимних значений. Причиной таких различий является возобновляющийся весной сток речных вод от средней части бассейна, в том числе и вод растаявших наледей. Дополнительным источником поступления сульфатов в теплое время года может являться поверхностный сток с солончаков и почв с сульфатным засолением, распространенных в средней части бассейна р. Куды [Лопатовская, 2006; Кузнецов и др., 2017]. Для Li, Mn, Fe, Cu и Sr в пункте K4 наблюдался весенний минимум концентраций, в то же время для B и As отмечалось незначительное уменьшение концентраций. На нижнем участке реки весенний минимум концентраций выявлен для Mn, Sr, Ba (рис. 5).

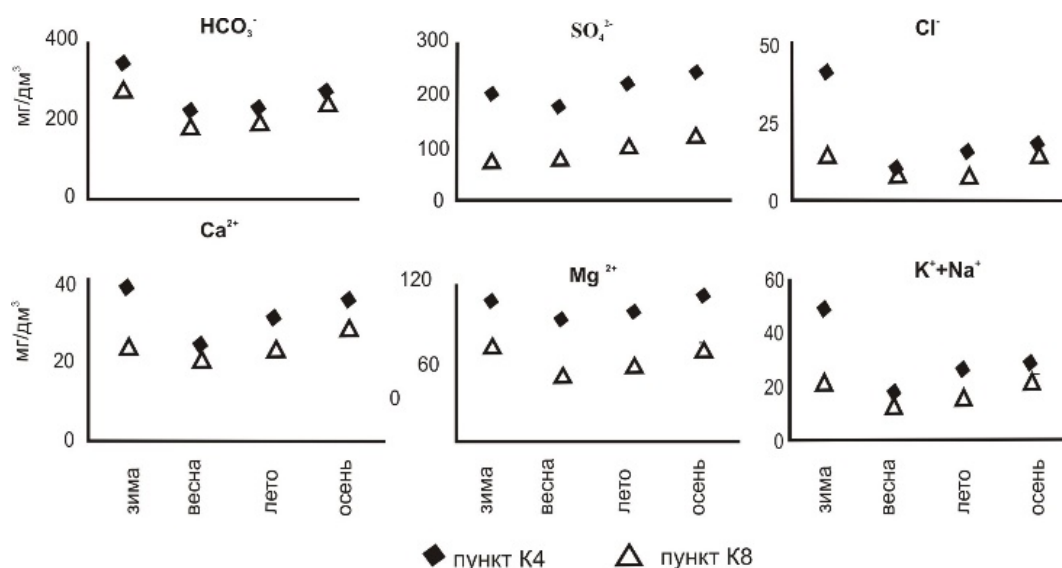


Рис. 4. Сезонная динамика концентраций главных ионов в воде реки Куды в среднем (K4) и нижнем (K8) течении

Fig. 4. Seasonal dynamics of the major ion concentrations in water of the Kuda River middle (K4) and lower (K8) parts

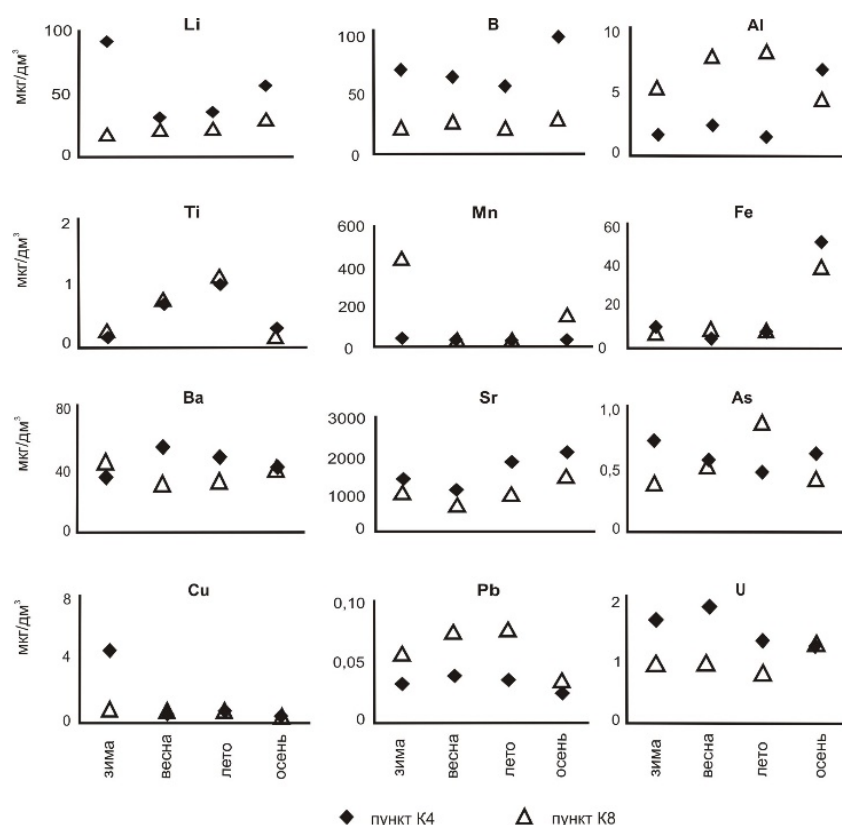


Рис. 5. Сезонная динамика концентраций микроэлементов в воде реки Куды в среднем (K4) и нижнем (K8) течении

Fig. 5. Seasonal dynamics of microelement concentration in water of the Kuda River middle (K4) and lower (K8) parts

Для некоторых микроэлементов отмечается рост концентраций в весенне-летний период и снижение в осенне-зимнюю межень. Подобная динамика выявлена для Ti, Zn, Pb, Ba и U в среднем течении и для Al, Ti, As и Pb – в нижнем течении. Это свидетельствует о преимущественном поступлении этих элементов с поверхностным стоком. Источниками поступления Ba и U в поверхностные воды могут являться засоленные пойменные почвы и солончаки средней части бассейна, накапливающие эти элементы вследствие испарительной концентрации [Кузнецов, Айсуева, 2016; Кузнецов, 2019]. Ввиду того, что на исследуемой территории сосредоточено большое количество населенных пунктов и густая сеть автодорог, поступление тяжелых металлов в весенне-летний период может носить и антропогенный характер.

От сезона весеннего половодья к осенней межени происходит постепенный рост содержания главных ионов (см. рис. 5), связанный с увеличением доли подземного питания и снижением питания за счет атмосферных осадков. В осеннюю межень максимальные концентрации выявлены для B, Al, Fe, Sr на

среднем участке, Li, Fe, Sr, Mo и U на нижнем участке р. Куды. Генезис этих микроэлементов преимущественно связан с грунтовым питанием. Вероятно, источники поступления этих элементов расположены в пойме р. Куды или в ее притоках выше по течению от пунктов отбора проб. В зимний период их влияние минимизируется из-за промерзания русел, вследствие чего, максимумы концентраций выделенных микроэлементов наблюдается осенью.

Среди биогенных компонентов проследить межсезонную изменчивость представляется возможным только для NO_3^- и $\text{P}_{\text{общ}}$. Для NO_2^- в осеннюю межень в нижнем течении зафиксировано наибольшее значение среди всех исследованных проб воды р. Куды – $0,17 \text{ мг/дм}^3$. Здесь же в зимний период отмечена максимальная концентрация NH_4^+ – $0,08 \text{ мг/дм}^3$. В динамике содержания $\text{P}_{\text{общ}}$ выделены максимумы, приуроченные к летнему периоду. Это отмечено в обоих мониторинговых пунктах р. Куды (K4, K8), причем концентрация этого компонента в нижнем течении почти в 2 раза выше, чем в среднем – $0,07$ и $0,04 \text{ мг/дм}^3$ соответственно. Такая динамика свидетельствует о поступлении фосфатов в речные воды с поверхностным

стоком прилегающих территорий. В сезонной динамике нитрат-ионов на разных участках р. Куды наблюдаются заметные отличия. В среднем течении максимум концентраций приходился на зимний период, в то время как в нижнем течении наибольшее их содержание соответствовало периоду весеннего половодья, что может быть также обусловлено поступлением NO_3^- с грунтовыми водами в средней части бассейна, накоплением зимой в наледях и последующим весенним стоком к нижним участкам реки.

Антропогенное влияние. Основными источниками антропогенного поступления элементов в поверхностные воды на изучаемой территории являются хозяйственно-бытовые стоки населенных пунктов, сельскохозяйственные предприятия и фермерские хозяйства. Наиболее явными индикаторами такого влияния являются биогенные компоненты и тяжелые металлы [Stow et al., 2001; Lebo et al., 2012; Hanxiao et al., 2022].

Как показано выше, наибольшие концентрации NH_4^+ и NO_2^- , а также $\text{P}_{\text{общ}}$, были отмечены в поверхностных водах нижнего и среднего течения р. Куды, где сосредоточена большая часть поселков, деревень, пахотных земель, пастбищ и животноводческих ферм. Источником фосфора могут служить фосфатные удобрения, которые в весенние-летние сезоны смываются с полей поверхностными стоками, а также моющие средства, поступающие с бытовыми стоками

населенных пунктов [Hanto et al., 2005; Загорулько и др., 2014]. Загрязнение рек может происходить не только в результате прямого выноса биогенных компонентов с поверхностным стоком в русло, но и опосредованно с грунтовым питанием [Hanto et al., 2005; Agarwal, 2019]. Нитраты, обладая высокой растворимостью и низким удержанием почвой, легко мигрируют в подземные воды [Maurya et al., 2020]. Высокие концентрации NO_3^- в воде скважин средней части бассейна (см. табл. 3) и в воде среднего течения р. Куды в зимний период свидетельствуют о поступлении этого компонента в русло реки с грунтовым питанием.

Влияние населенных пунктов на гидрохимический состав изучено на примере участка р. Куды в районе п. Бозой, который расположен на берегу реки в среднем течении. На территории поселка находится исправительная колония № 11, стоки с очистных сооружений которой сбрасываются в русло реки. Сопоставление данных, полученных в период летней межени для пунктов отбора К4 и К5 (выше и ниже п. Бозой соответственно), выявило увеличение концентраций биогенных компонентов: NH_4^+ в 2,3 раза, $\text{P}_{\text{общ}}$ и NO_2^- в 1,5 раза. Кроме того, ниже по течению от стоков фиксируется значительный рост содержания некоторых микроэлементов, в основном тяжелых металлов (рис. 6).

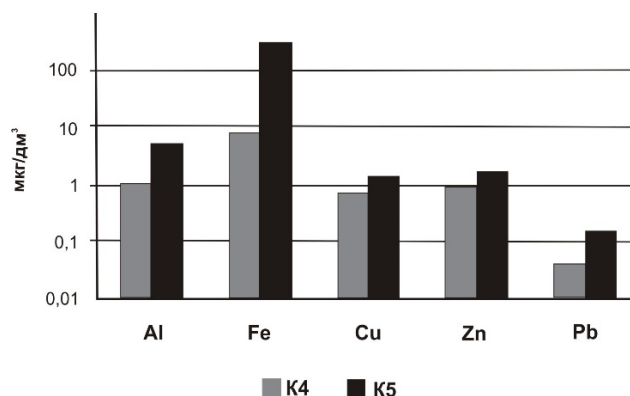


Рис. 6. Концентрации некоторых микроэлементов в воде р. Куды в пунктах отбора К4 (выше п. Бозой) и К5 (ниже п. Бозой)

Fig. 6. Concentrations of some microelements in the Kuda River water at sites K4 (above Bozoi locality) and K5 (below Bozoi)

Долгосрочные изменения гидрохимического состава р. Куды оценены с помощью сопоставления результатов, полученных в настоящем исследовании, с результатами исследований 1963 г., полученными Н.В. Бехтеревой и Г.М. Шпейзером [Бехтерева, Шпейзер, 1970], и усредненными данными за 1940–1949 гг. П.Ф. Бочкарева [Бочкарев, 1959]. Сравнивались концентрации главных ионов, величина минерализации и pH по

соответствующим пунктам опробования и времени отбора водных образцов (табл. 4). В связи с тем, что в научной литературе отсутствуют ретроспективные данные по микроэлементному составу вод р. Куды, долговременная динамика этих показателей в нашем исследовании не обсуждается.

За рассматриваемый 70-летний период в составе вод р. Куды наблюдается тенденция к изменению

величины TDS и концентраций большинства главных ионов (табл. 4). Наиболее значительные изменения определены для концентрации SO_4^{2-} . В максимальной степени они отмечены в среднем течении реки, где распространены загипсованные породы. Увеличение концентрации SO_4^{2-} , а также ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} в воде р. Куды может быть связано с развитием сельского хозяйства на данной территории и увеличением площади распаханых земель [Кузнецов и др., 2017]. Однако значимые изменения в содержании этого компонента наблюдаются и в верхней части бассейна, сложенного карбонатными породами, где практически отсутствуют сельскохозяйственные угодья. В

бассейне р. Куды нет промышленных предприятий и ТЭЦ, которые могли бы служить местными источниками выбросов. Поэтому можно предположить, что долговременное повышение концентраций SO_4^{2-} в речных водах обусловлено ветровым переносом загрязняющих веществ от удаленных источников и глобальным загрязнением атмосферы. Ранее увеличение концентраций сульфат-ионов в поверхностных водах, связанное с изменением состава атмосферных осадков [Оболкин и др., 1991; Сорокикова и др., 2015; Томберг и др., 2016], отмечено для других рек региона [Сорокикова и др., 2009; Загорулько и др., 2014].

Таблица 4

Межгодовая динамика основного ионного состава и величины pH в воде р. Куды

Table 4

Annual dynamics of the major ion composition and pH in the Kuda River water

Пункт отбора (месяц)	Период исследований	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	$\text{K}^+ + \text{Na}^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	TDS	pH
		мг/дм ³							ед.
K1 (июль)	1963* г.	189	0,3	34	2,7	63	6,7	296	8,0
	Наши данные	217	0,7	45	5,2	78	4,6	351	7,0
K2 (июль)	1963 г.	198	0,8	54	36,2	50	9,7	359	8,5
	Наши данные	208	1,1	200	9,9	112	19,2	551	7,7
K3 (май)	1963 г.	149	5,7	91	1,5	72	10,0	330	8,3
	Наши данные	190	1,9	155	9,1	91	17,5	466	8,1
K4 (июль)	1963 г.	229	2,4	36	22,2	50	16,0	361	8,5
	Наши данные	221	15,8	220	26,0	101	31,4	616	7,9
K6 (июль)	1963 г.	216	0,4	180	33,0	88	19,5	538	8,1
	Наши данные	210	23,9	260	35,7	102	36,2	669	7,9
K8 (май)	1940–1949 гг.**	133	6,0	53	18,0	47	5,0	262	-
	1963 г.	161	22,7	63	10,0	40	26,7	324	8,0
	Наши данные	176	8,5	80	12,7	51	20,4	349	7,9
	1940–1949 гг.	165	10,0	64	24,0	54	8,0	325	-
K8 (июль)	1963 г.	213	2,7	61	90,0	49	12,3	428	8,6
	Наши данные	185	8,0	105	15,3	59	23,1	396	7,9

*[Бехтерева, Шпейзер, 1970], ** [Бочкарев, 1959].

* [Behтерева, Shpejzer, 1970], ** [Bochkarev, 1959].

Проблема загрязнения метеорных вод кислотными компонентами, среди которых доминирующую роль играют соединения азота и серы, приобретает в последние десятилетия глобальный характер [Viet et al., 2001; Jia et al., 2019; Bu et al., 2021.].

Это приводит к закислению поверхностных вод и изменению их гидрохимических характеристик [Комов и др., 1997; Моисеенко и др., 2015].

По сравнению с 1963 г. (pH от 8,0 до 8,6), в современный период в воде р. Куды отмечается снижение значений pH (от 7,0 до 8,1) по всей протяженности (см. табл. 4). Наибольшие различия (0,8–1,0 единиц pH) отмечены для верхнего течения реки.

Заключение

Изучение концентраций главных ионов, биогенных компонентов и микроэлементов в

поверхностных и подземных водах позволило выявить основные природные и антропогенные факторы, обуславливающие пространственно-временную динамику гидрохимического состава р. Куды и ее притоков (реки Большой Кот, Куяда, Оек, Тугутуй, Орда, Ишин-Гол, Каменка, Баяндайка, Молька, Верхняя Хага). К природным факторам формирования относятся смена геологических формаций в бассейне реки, влияние подземных вод и климатические особенности региона, определяющие соотношение атмосферных и подземных источников питания реки. Геологическое строение бассейна реки определяет формирование HCO_3^- -Ca-Mg состава вод в верхней и нижней частях, HCO_3^- -Ca-Mg, SO_4 -Cl-Ca-Mg и вод смешанного состава – в средней части бассейна р. Куды. В водах верхней части бассейна р. Куды наибольшей вариабельностью характеризуются концентрации Al, Mn,

Zn, Mo, Pb, в средней части – Al, Ti, Mn, Fe, Cu, Pb, в нижней части – Li, B, Al, Mn, Fe, Cu, Sr, Pb, U. Результаты исследований поверхностных вод свидетельствуют об антропогенном воздействии на экосистему р. Куды. Автотранспорт, расширение заселенных территорий и сельскохозяйственных угодий в долине реки влекут за собой увеличение концентраций, в основном, NH_4^+ , NO_2^- , $\text{P}_{\text{общ}}$, Al, Fe, Cu, Zn, Pb в поверхностных и подземных водах бассейна реки. Снижение величины pH и рост концентраций главных ионов, в первую очередь сульфат-ионов, в многолетнем аспекте могут свидетельствовать о воздействии на состав речных вод загрязненных атмосферных выпадений и увеличения площади распаханых земель в бассейне реки.

Результаты исследования выявили необходимость проведения систематического эколого-геохимического мониторинга р. Куды и ее притоков с целью предотвращения возможных негативных преобразований небольшого водотока, который наиболее чутко реагирует на прямые и косвенные антропогенные воздействия. Сочетание разнообразных факторов и их вклад в формирование химического состава речных вод специфичны для каждого отдельного водосбора. Поэтому их определение должно быть первоочередной задачей при интерпретации гидрохимических данных, оценке антропогенного влияния на качество поверхностных вод и прогнозирования долгосрочных изменений их состава.

Список источников

- Акулов Н.И., Фролов А.О., Машук И.М., Акулова В.В. Юрские отложения южной части Иркутского осадочного бассейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23, № 4. С. 40–63.
- Алексин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометиздат, 1970. 444 с.
- Алексеевский Н.И., Гриневский С.О., Ефремов П.В., Заславская М.Б., Григорьева И.Л. Малые реки и экологическое состояние территорий // Водные ресурсы. 2003. Т. 30, № 5. С. 586–595.
- Атабиева Ф.А., Чередник Е.А. Оценка сезонной изменчивости содержания соединений тяжелых металлов в речных водах предгорной зоны Центрального Кавказа // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2020. № 3. С. 68–81.
- Беркин Н.С., Филиппова С.А., Бояркин В.М., Наумова А.М., Руденко Г.В. Иркутская область (природные условия административных районов). Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1993. 304 с.
- Бехтерева Н.В., Шпейзер Г.М. Гидрохимическая характеристика поверхностных вод бассейна р. Куды // Труды Иркутского государственного университета. 1970. С. 102–110.
- Болдескул А.Г., Шамов В.В., Гарцман Б.И., Кожевникова Н.К. Ионный состав генетических типов вод малого речного бассейна: стационарные исследования в Центральном Сихотэ-Алине // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33, № 2. С. 90–101.
- Бочкарев П.Ф. Гидрохимия рек восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. изд-во, 1959. 156 с.
- Галимова Т.Ф., Пермьяков С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N-48 – Иркутск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 574 с.
- ГОСТ Р 51592-2000. Государственный стандарт Российской Федерации. Вода. Общие требования к отбору проб. М.: Изд-во стандартов, 2000. 45 с.
- Григорьева И.Л., Комиссаров А.Б. Сравнительная гидрохимическая оценка современного состояния некоторых водных объектов Верхней Волги // Водные ресурсы. 2014. Т. 41, № 3. С. 269–283.
- Григорьева И.Л., Лапина Е.Е., Чекареева Е.А. Ретроспективный анализ химического состава воды малых правобережных притоков Ивановского водохранилища в зимний период // Вестник Тверского государственного университета. Серия: География и геоэкология. 2020. Т. 29, № 1. С. 30–39.
- Джамалов Р.Г., Сафронова Т.И., Трофимчук М.М., Решетняк О.С., Мягкова К.Г., Власов К.Г. Среднедолетние особенности формирования химического состава и качество вод бассейна Волги // Научные проблемы оздоровления российских рек и пути их решения: сб. науч. тр. Нижний Новгород, 2019. С. 68–74.
- Дмитриева Ю.Н. Динамика агломерационных процессов в территориальном размещении городского и сельского населения (на примере Иркутской области) // Успехи современного естествознания. 2016. № 7. С. 111–117.
- Другов Г.М., Карпов И.К., Санин Б.П. Предварительная обработка геохимических данных методом кластер-анализа // Геология и геофизика. 1974. № 1. С. 119–123.
- Загорюль Н.А., Гребенщикова В.И., Склярова О.А. Многолетняя динамика химического состава вод реки Крестовки (приток озера Байкал) // География и природные ресурсы. 2014. № 3. С. 76–82.
- Килин П.М., Чекареева Н.И. Статистические методы обработки данных: учеб. пособие. Тюмень: ТюмГНГУ, 2013. 128 с.
- Кожевникова Н.К., Луценко Т.Н., Шамов В.В. Особенности химического состава рек начальных звеньев гидрологической сети // Чтения памяти В.Я. Леванидова. 2017. № 7. С. 76–84.
- Комов В.Т., Лазарева В.И., Степанова И.К. Антропогенное загрязнение малых озер Севера Европейской России // Биология внутренних вод. 1997. № 3. С. 5–17.
- Кузнецов П.В., Айсуева Т.С. Уран и торий в почвах поймы о. Куды (Иркутская область) // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: материалы V междунар. конф. 2016. С. 364–368.
- Кузнецов П.В. Особенности накопления подвижных форм щелочных и щелочно-земельных элементов в почвах поймы р. Куды (Иркутская область) // Современные проблемы биологии, экологии и почвоведения: материалы междунар. конф. 2019. С. 279–281.
- Кузнецов П.В., Чупарина Е.В., Пройдакова О.А., Айсуева Т.С. Особенности накопления стронция в почвах поймы р. Куды (Иркутская область) // Геохимия. 2017. № 3. С. 254–261.
- Лопатовская О.Г. Эколого-мелиоративная характеристика почв Кудинской депрессии // Бюллетень Восточно-Сибирского научного центра СО РАН. 2006. Т. 48, № 2. С. 67–71.
- Михайлов В.Н., Добролюбов С. А. Гидрология: учебник для вузов. Москва; Берлин: Директ-Медиа, 2017. 752 с.

- Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А., Дину М.И., Кремлева Т.А. Особенности закисления вод на европейской территории России и в Западной Сибири // Доклады Академии наук. 2015. Т. 462, № 5. С. 582–586.
- Оболкин В.А., Ходжер Т.В., Анохин Ю.А., Прохорова Т.А. Кислотность атмосферных выпадений в регионе Байкала // Метеорология и гидрология. 1991. № 1. С. 55–60.
- Орлов В.Г., Скакальский Б.Г., Бесценная М.А., Шварцман А.Я., Меерович Л.Н. Контроль качества поверхностных вод : учеб. пособие. Л. : Изд-во ЛПИ, 1988. 140 с.
- Перельман А.И. Геохимия природных вод. М. : Наука, 1982. 152 с.
- Рыбаков В.Г., Хоботова И.И. Государственная геологическая карта РФ, Масштаб 1 : 200 000, серия Ангарская, лист N-48-XXXIII. Объяснительная записка. Л. : Министерство Природных ресурсов РФ. ГФУГП «Иркутскгеология», 1999. 206 с.
- Сороковикова Л.М., Синюкович В.Н., Нецветаева О.Г., Томберг И.В., Сезько Н.П., Лопатина И.Н. Химический состав снеговых и речных вод юго-восточного побережья оз. Байкал // Метеорология и гидрология. 2015. № 5. С. 71–83.
- Сороковикова Л.М., Синюкович В.Н., Нецветаева О.Г., Томберг И.В., Сезько Н.П. Поступление сульфатов и азота в озеро Байкал с водами его притоков // География и природные ресурсы. 2009. № 1. С. 61–65.
- Томберг И.В., Сороковикова Л.М., Нецветаева О.Г., Сезько Н.П., Жученко Н.А. Химический состав и тенденции закисления многолетних вод и вод притоков Южного Байкала // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29, № 6. С. 516–520.
- Agarwal M. Assessment of groundwater quality with special emphasis on nitrate contamination in parts of Gautam Budh Nagar district, Uttar Pradesh, India // Acta Geochimica. 2019. V. 38. P. 703–717.
- Azzellino A., Salvetti R., Vismara R. Combined Use of Watershed Models to Assess the Apportionment of Point and Non Point Load Sources to Surface Waters // Sustainable Use and Development of Watersheds. 2008. P. 369–383.
- Bu J.-O., Ko H.-J., Kang C.-H., Kim W.-H., Song J.-M. Composition and pollution characteristics of precipitation in Jeju Island, Korea for 1997-2015 // Atmosphere. 2021. V. 12 (1). Article 25.
- Grosbois C., Negrel P., Grimaud, D., Fouillac C. An overview of dissolved and suspended matter fluxes in the Loire River basin: natural and anthropogenic inputs // Aquat. Geochem. 2001. V. 7 (2). P. 81–105.
- Han G., Tang Y., Xu Z. Fluvial geochemistry of rivers draining karst terrain in Southwest China // J. Asian Earth Sci. 2010. V. 38 (1). P. 65–75.
- Hanto R., Nagumo T., Hata H., Kuramochi K. Impact of nitrogen cycling on stream water quality in a basin associated with forest, grassland and animal husbandry, Hokkaido, Japan // Ecological Engineering. 2005. V. 24. P. 509–515.
- Hanxiao X., Qiang G., Bin Y. Analysis and identification of pollution sources of comprehensive river water quality: evidence from two river basins in China // Ecological Indicators. 2022. V. 135. Article 108561.
- Howladara M.F., Chakrabarti E., Koley N.J., Islam S., Al Numanbaktha Md.A., Ahmed Z., Chowdhury T.R., Akter S. The water quality and pollution sources assessment of Surma river, Bangladesh using, hydrochemical, multivariate statistical and water quality index methods // Groundwater for Sustainable Development. 2021. V. 12. Article 10052.
- Jia X., Tang J., Zhang Y. The precipitation chemistry and acidity over China during 2018 // E3S Web of Conferences. 2019. V. 136. Article 06020.
- Karaoui I., Arioua A., Idrissi A.A., Nouaim W., Elhamdouni D., Ouhamchich K.A., Hssaisoune M., Hnini R. Evaluation of the River-Shallow Aquifer Exchange Process Effect on Surface Water Quality Deterioration – Case Study of Oued El Abid River Downstream Course, Morocco // Journal of Geosciences and Environment Protection. 2017. V. 5. P. 123–134.
- Lebo M.E., Paerl H.W., Peierls B.L. Evaluation of progress in achieving TMDL mandated nitrogen reductions in the Neuse River basin, North Carolina // Environmental management. 2012. V. 49. P. 253–266.
- Maurya J., Pradhan S., Seema Ch., Ghosh A.K. Evaluation of ground water quality and health risk assessment due to nitrate and fluoride in the Middle Indo-Gangetic plains of India // Human and ecological risk assessment. 2020. V. 27. P. 1349–1365.
- Netsvetayeva O.G., Golobokova L.P., Obolkin V.A., Nosova V.V., Lopatina I.N., Khodzher T.V. Specifics of the chemical composition of atmospheric precipitation in the southern Baikal region // Limnology and Freshwater Biology. 2020. № 4. P. 865–867.
- Peters M., Guoa Q., Strauss H., Wei R., Li S., Yue F. Contamination patterns in river water from rural Beijing: A hydrochemical and multiple stable isotope study // Science of Total Environment. 2019. V. 654. P. 226–236.
- Poletaeva V.I., Pastukhov M.V., Tirsikh E.N. Dynamics of Trace Element Composition of Bratsk Reservoir Water in Different Periods of Anthropogenic Impact (Baikal Region, Russia) // Archives of Environmental Contamination and Toxicology. 2021. V. 80 (3). P. 531–545.
- Roy S., Gaillardet J., Allegre C.J. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine River, France: anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering // Geochem. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63 (9). P. 1277–1292.
- Shvartsev S.L. Geochemistry of fresh groundwater in the main landscape zones of the Earth // Geochemistry International. 2008. V. 46 (13). P. 1285–1398.
- Stow C.A., Borsuk M.E., Stanley D.W. Long-term changes in watershed nutrient inputs and riverine exports in the Neuse River, North Carolina // Water Research. 2001. V. 35. P. 1489–1499.
- Viet P.H., Tuan V.V., Hoai P.M., Anh N.T.K. Chemical composition and acidity of precipitations: a monitoring program in North-eastern Vietnam // Water air and soil pollution. 2001. V. 130 (1). P. 1499–1504.
- Xiao J., Zhang F., Jin Z.D. Spatial characteristics and controlling factors of chemical weathering of loess in the dry season in the middle Loess Plateau, China // Hydrol. Process. 2016. V. 30 (25). P. 4855–4869.
- Zhou L., Jun X., Jaivime E., Zhi L. Spatiotemporal variations in the hydrochemical characteristics and controlling factors of stream-flow and groundwater in the Wei River of China // Environmental pollution. 2019. V. 254. Article 113006.

References

- Akulov N.I., Frolov A.O., Mashchuk I.M., Akulova V.V. Jurassic deposits of the southern part of the Irkutsk sedimentary basin // *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [Stratigraphy and Geological Correlation]. 2015. V. 23. No. 4. pp. 40–63. In Russian
- Alekin O.A. *Osnovy gidrokhimii* [Fundamentals of hydrochemistry]. Leningrad: Gidrometizdat, 1970. 444 p. In Russian.

- Alekseevskii N.I., Grinevskii S.O., Efremov P.V., Zaslavskaya M.B., Grigor'eva I.L. Small rivers and ecological state of an area // *Vodnyye resursy* [Water Resources]. 2003. V. 30. No. 5. C. 586–595. In Russian
- Atabieva F.A., Cherednik E.A. *Otsenka sezonnoy izmenchivosti sodержaniya soedineniy tyazhelykh metallov v rechnykh vodah predgornoy zony Central'nogo Kavkaza* [Estimation of the seasonal variability of the content of heavy metal compounds in the river waters of the foothill zone of the central Caucasus] // *Water sector of Russia: problems, technologies, management*. 2020. No. 3. pp. 68–81. In Russian.
- Berkin N.S., Filippova S.A., Bojarkin V.M., Naumova A.M., Rudenko G.V. *Irkutskaya oblast' (prirodnye usloviya administrativnykh rayonov)* [Irkutsk region (natural conditions of administrative regions)] Irkutsk: Publishing house "Irkut". 1993. 304 p. In Russian.
- Behtereva N.V., Shpejzer G.M. *Gidrokhimicheskaya kharakteristika poverkhnostnykh vod bassejna r. Kudy* [Hydrochemical characteristics of the surface waters of the Kuda River basin] // *Proceedings of Irkutsk State University*. 1970. pp. 102–110. In Russian.
- Boldeskul A.G., Shamov V.V., Garchman B.I., Kozhevnikova N.K. *Ionnyy sostav geneticheskikh tipov vod malogo rechnogo bassejna: stacionarnyye issledovaniya v Central'nom Sikhote-Alin* [Main ions in water of different genetic types in a small river basin: case experimental studies in central Sikhote-Alin] // *Tikhookeanskaya geologiya* [Geology of the Pacific Ocean]. 2014. V. 33. No. 2. pp. 90–101. In Russian.
- Bochkarev P.F. *Gidrokhiimiya rek vostochnoy Sibiri*. [Hydrochemistry of the Eastern Siberia rivers]. Irkutsk: Eastern Siberia Publishing house, 1959. 156 p. In Russian.
- Galimova T.F., Permjakov S.A. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1:1000000 (tret'e pokolenie). Seriya Angaro-Enisejskaya. List N-48 – Irkutsk. Ob'jasnitel'naya zapiska*. [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation). Series Angara-Yenisei. Sheet N-48 – Irkutsk. Explanatory note.] St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2009. 574 p. In Russian.
- GOST R 51592-2000. *Gosudarstvennyy standart Rossijskoj Federacii. Voda. Obshhie trebovaniya k otboru prob* [State standard of the Russian Federation. Water. General requirements for sampling]. Moscow: Standards publisher. 2000. 45p. In Russian.
- Grigorieva I.L., Komissarov A.B. Comparative hydrochemical assessment of the current state of some water bodies in the upper Volga // *Vodnyye resursy* [Water Resources]. 2014. V. 41. No. 3. pp. 269–283. In Russian.
- Grigor'eva I.L., Lapina E.E., Chekmareva E.A. *Retrospektivnyy analiz himicheskogo sostava vody malyykh pravoberezhnykh pritokov Ivankovskogo vodohranilishha v zimnij period* [Retrospective analysis of the chemical composition of the water of small right-bank tributaries of the Ivankovo reservoir in winter] // *Bulletin of the Tver state university. Series: Geography and geocology*. 2020. V. 29. No. 1. pp. 30–39. In Russian.
- Dzhamalov R. G., Safronova T. I., Trofimchuk M. M., Reshetnjak O. S., Mjagkova K. G., Vlasov K. G. *Srednemesnogoletnie osobennosti formirovaniya himicheskogo sostava i kachestvo vod bassejna Volgi* [Average long-term features of the formation of the chemical composition and the quality of the waters of the Volga basin] // *Scientific problems of the improvement of Russian rivers and ways to solve them: a collection of scientific papers*. Nizhny Novgorod. 2019. pp. 68–74. In Russian.
- Dmitrieva Ju.N. *Dinamika aglomeratsionnykh processov v territorial'nom razmeshhenii gorodskogo i sel'skogo naseleniya (na primere Irkutskoy oblasti)* [The dynamics of agglomeration processes in the territorial distribution of the urban and rural population (on the example of the Irkutsk region)] // *Advances in current natural sciences*. 2016. No. 7. P. 111–117. In Russian.
- Drugov G.M., Karpov I.K., Sanin B.P. Preliminary processing of geochemical data by cluster analysis // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1974. No. 1. pp. 119–123. In Russian.
- Zagorul'ko N.A., Grebenshchikova V.I., Skljarkova O.A. *Mnogoletnyaya dinamika khimicheskogo sostava vod reki Krestovki (pritok ozera Baykal)* [Long-term dynamics of the chemical composition of the waters of the Krestovka River (a tributary of Lake Baikal)] // *Geografiya i prirodnyye resursy* [Geography and natural resources]. 2014. No. 3. pp. 76–82. In Russian.
- Kilin P.M., Chekmareva N.I. *Statisticheskiye metody obrabotki dannykh. Uchebnoye posobiye* [Statistical methods of data processing. Tutorial]. Tyumen: TyumGNGU. 2013. 128 p. In Russian.
- Kozhevnikova N.K., Lucenko T.N., Shamov V.V. *Osobennosti khimicheskogo sostava rek nachal'nykh zven'ev gidrologicheskoy seti* [Features of the chemical composition of the rivers of the initial links of the hydrological network] // *Chtenija pamjati V. Ja. Levanidova* [Readings in memory of V. Ya. Levanidov]. 2017. No. 7. pp. 76–84. In Russian.
- Komov V.T., Lazoreva V.I., Stepanova I.K. *Antropogennoe zagryaznenie malyykh ozer Severa evropejskoj Rossii* [Anthropogenic pollution of small lakes in the North of European Russia] // *Biologiya vnutrennikh vod* [Inland Water Biology]. 1997. No. 3. pp. 5–17. In Russian.
- Kuznecov P.V., Ajsueva T. S. *Uran i toriy v pochvakh poymy o. Kudy (Irkutskaya oblast')* [Uranium and thorium in the soils of the floodplain Kudy (Irkutsk region)] // *Radioaktivnost' i radioaktivnye jelementy v srede obitaniya cheloveka. Materialy V mezhdunarodnoj konferencii*. [Radioactivity and radioactive elements in the human environment. Materials of the V international conference]. 2016. pp. 364–368. In Russian.
- Kuznecov P.V. *Osobennosti nakopleniya podvizhnykh form shchelochnykh i shchelochno-zemel'nykh elementov v pochvakh poymy r. Kudy (Irkutskaya oblast')* [Features of the accumulation of mobile forms of alkaline and alkaline earth elements in the soils of the floodplain of the river. Kudy (Irkutsk region)] // *Sovremennyye problemy biologii, jekologii i pochvovedeniya. Materialy mezhdunarodnoj konferencii*. [Modern problems of biology, ecology and soil science. Materials of the international conference]. 2019. pp. 279–281. In Russian.
- Kuznetsov P.V., Chuparina E.V., Proidakova O.A., Aisueva T.S. Specifics of strontium accumulation in the floodplain soils of the Kuda River, Irkutsk region // *Geokhimiya* [Geochemistry International]. 2017. V. 55. No. 3. pp. 254–261. In Russian.
- Lopatovskaja O.G. *Ekologo-meliorativnaya kharakteristika pochv Kudinskoy depressii* [Ecological and ameliorative characteristics of the soils of the Kuda depression] // *Bulletin of the East Siberian Scientific Center of the SB RAMS*. 2006. V. 48. No. 2. pp. 67–71. In Russian.
- Mihajlov V.N., Dobroljubov S. A. *Gidrologiya: uchebnik dlja vuzov* [Hydrology: a textbook for universities]. Moscow; Berlin: Direkt-Media, 2017. 752 p. In Russian.
- Moiseenko T.I., Gashkina N.A., Dinu M.I., Kremleva T.A. The peculiarities of water acidification in European Russia and Western Siberia // *Doklady Akademii nauk* [Doklady Earth Sciences]. 2015. V. 462. No. 2. pp. 582–586. In Russian.

- Obolkin V. A., Hodzher T. V., Anohin Ju. A., Prohorova T. A. Kislotsnost' atmosferynykh vypadenij v regione Bajkala [Acidity of atmospheric precipitation in the Baikal region] // *Meteorologiya i gidrologiya* [Meteorology and Hydrology]. 1991. No. 1. pp. 55–60. In Russian.
- Orlov V.G., Skakal'skij B.G., Bescennaja M.A., Shvareman A. Ja., Meerovich L.N. *Kontrol' kachestva poverhnostnykh vod. Uchebnoe posobie* [Surface water quality control. Tutorial]. Leningrad: Publishing house LPI. 1988. 140 p. In Russian.
- Perel'man A.I. *Geokhimiya prirodnykh vod* [Geochemistry of natural waters] Moscow: Science. 1982. 152 p. In Russian.
- Rybakov V.G., Hobotova I.I. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF, Masshtab 1:200000, seriya Angarskaya, list N-48-XXXIII. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1000000. Angara series. Sheet N-48 - XXXIII. Explanatory note.]. Leningrad: Ministry of Natural Resources of the Russian Federation. FGUGP "Irkutskgeology". 1999. 206 p. In Russian.
- Sorokovikova L.M., Sinyukovich V.N., Netsvetaeva O.G., Tomberg I.V., Sez'ko N.P., Lopatina I.N. Chemical composition of snow water and river water on the South-Eastern shore of Lake Baikal // *Meteorologiya i gidrologiya* [Meteorology and Hydrology] Meteorology and Hydrology. 2015. V. 40. No. 5. pp. 71–83. In Russian.
- Sorokovikova L.M., Sinyukovich V.N., Netsvetaeva O.G., Tomberg I.V., Sezko N.P. The entry of sulfates and nitrogen into Lake Baikal with the water of its influent rivers // *Geografiya i prirodnnye resursy* [Geography and natural resources]. 2009. V. 30. No. 1. pp. 35–39. In Russian.
- Tomberg I.V., Sorokovikova L.M., Netsvetaeva O.G., Sez'ko N.P., Zhuchenko N.A. *Khimicheskij sostav i tendentsii zakisljeni mnegovykh vod i vod pritokov Yuzhnogo Bajkala* [Chemical composition and trends in acidification of the snow waters and the waters of the Southern Baikal Tributaries] // *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 2016. V. 29. No. 6. pp. 516–520. In Russian.
- Agarwal M. Assessment of groundwater quality with special emphasis on nitrate contamination in parts of Gautam Budh Nagar district, Uttar Pradesh, India // *Acta Geochimica*. 2019. V. 38. pp. 703–717.
- Azzellino A., Salvetti R., Vismara R. Combined Use of Watershed Models to Assess the Apportionment of Point and Non Point Load Sources to Surface Waters // *Sustainable Use and Development of Watersheds*. 2008. pp. 369–383.
- Bu J.-O., Ko H.-J., Kang C.-H., Kim W.-H., Song J.-M. Composition and pollution characteristics of precipitation in Jeju Island, Korea for 1997–2015 // *Atmosphere*. 2021. V. 12(1). Article 25
- Grosbois C., Negrel P., Grimaud, D., Fouillac C. An overview of dissolved and suspended matter fluxes in the Loire River basin: natural and anthropogenic inputs // *Aquat. Geochem*. 2001. V. 7(2). pp. 81–105.
- Han G., Tang Y., Xu Z. Fluvial geochemistry of rivers draining karst terrain in Southwest China // *J. Asian Earth Sci*. 2010. V. 38(1). pp. 65–75.
- Hanto R., Nagumo T., Hata H., Kuramochi K. Impact of nitrogen cycling on stream water quality in a basin associated with forest, grassland and animal husbandry, Hokkaido, Japan // *Ecological Engineering*. 2005. V. 24. pp. 509–515.
- Hanxiao X., Qiang G., Bin Y. Analysis and identification of pollution sources of comprehensive river water quality: evidence from two river basins in China // *Ecological Indicators*. 2022. V. 135. Article 108561
- Howladara M. F., Chakrabarti E., Koley N. J., Islam S., Al Numanbakhtha Md A., Ahmedb Z., Chowdhuryb T. R., Akterb S. The water quality and pollution sources assessment of Surma river, Bangladesh using, hydrochemical, multivariate statistical and water quality index methods // *Groundwater for Sustainable Development* 2021. V12. Article 10052
- Jia X., Tang J., Zhang Y. The precipitation chemistry and acidity over China during 2018 // *E3S Web of Conferences*. 2019. V. 136. Article 06020.
- Karaoui I., Arioua A., Idrissi A. A., Nouaim W., Elhamdouni D., Ouhamchich K. A., Hssaisoune M., Hnini R. Evaluation of the River-Shallow Aquifer Exchange Process Effect on Surface Water Quality Deterioration — Case Study of Oued El Abid River Downstream Course, Morocco // *Journal of Geosciences and Environment Protection*. 2017. V.5. pp. 123–134.
- Lebo M.E., Paerl H.W., Peierls B.L. Evaluation of progress in achieving TMDL mandated nitrogen reductions in the Neuse River basin, North Carolina // *Environmental management*. 2012. V. 49. pp. 253–266.
- Maurya J., Pradhan S., Seema, Ghosh A. Evaluation of ground water quality and health risk assessment due to nitrate and fluoride in the Middle Indo-Gangetic plains of India // *Human and ecological risk assessment*. 2020. V. 27. pp. 1349–1365.
- Netsvetaeva O.G., Golobokova L.P., Obolkin V.A., Nosova V.V., Lopatina I.N., Khodzher T.V. Specifics of the chemical composition of atmospheric precipitation in the southern Baikal region // *Limnology and Freshwater Biology*, 2020. No. 4. pp. 865–867.
- Peters M., Guoa Q., Strauss H., Wei R., Li S., Yue F. Contamination patterns in river water from rural Beijing: A hydrochemical and multiple stable isotope study // *Science of Total Environment*. 2019. V. 654. pp. 226–236.
- Poletaeva V.I., Pastukhov M.V., Tirsikh E.N. Dynamics of Trace Element Composition of Bratsk Reservoir Water in Different Periods of Anthropogenic Impact (Baikal Region, Russia) // *Archives of Environmental Contamination and Toxicology*. 2021. V. 80(3). pp. 531–545.
- Roy S., Gaillardet J., Allegre C.J. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine River, France: anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering // *Geochem. Cosmochim. Acta*. 1999. V.63 (9). pp. 1277–1292.
- Shvartsev S.L. Geochemistry of fresh groundwater in the main landscape zones of the Earth // *Geochemistry International*. 2008. V. 46(13). pp. 1285–1398.
- Stow C.A., Borsuk M.E., Stanley D.W. Long-term changes in watershed nutrient inputs and riverine exports in the Neuse River, North Carolina // *Water Research*. 2001. V. 35. pp. 1489–1499.
- Viet P.H., Tuan V.V., Hoai P.M., Anh N.T.K. Chemical composition and acidity of precipitations: a monitoring program in Northeastern Vietnam // *Water air and soil pollution*. 2001. V. 130(1). pp. 1499–1504.
- Xiao J., Zhang F., Jin Z.D. Spatial characteristics and controlling factors of chemical weathering of loess in the dry season in the middle Loess Plateau, China // *Hydrol. Process*. 2016. V. 30(25). pp. 4855–4869.
- Zhou L., Jun X., Jaivime E., Zhi L. Spatiotemporal variations in the hydrochemical characteristics and controlling factors of streamflow and groundwater in the Wei River of China // *Environmental pollution*. 2019. V. 254. Article 113006

Информация об авторах:

Тарасюк Н.А., ведущий инженер, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: natalina1981@mail.ru

Полетаева В.И., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия; Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия.

E-mail: alieva@igc.irk.ru

Пастухов М.В., кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: mpast@igc.irk.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Tarasjuk N.A., Leading Engineer, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry of Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia.

E-mail: natalina1981@mail.ru

Poletaeva V.I., Cand. Sci. (Geol-Miner.), Senior Researcher, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry of Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia; Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia.

E-mail: alieva@igc.irk.ru

Pastukhov M., Cand. Sci. (Biology), Senior Researcher, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry of Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia.

E-mail: mpast@igc.irk.ru

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 31.05.2022; одобрена после рецензирования 01.03.2023; принята к публикации 05.12.2023

The article was submitted 31.05.2022; approved after reviewing 01.03.2023; accepted for publication 05.12.2023

Научная статья

УДК 504.3.054

doi: 10.17223/25421379/29/7

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЧАСТИЦ ТВЕРДОГО ОСАДКА СНЕГОВОГО ПОКРОВА НА ОБЪЕКТАХ ЗАХОРОНЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ И БЫТОВЫХ ОТХОДОВ



Татьяна Викторовна Чередова¹, Светлана Геннадьевна Дорошкевич²,
Елена Александровна Хромова³

^{1, 2, 3} Геологический институт им. Н.Л. Добрецово СО РАН, Улан-Удэ, Россия

¹ Восточно-Сибирский государственный университет технологий и управления, Улан-Удэ, Россия

¹ cheredova-tv@yandex.ru

² sv-dorosh@mail.ru

³ lena.khromova.00@mail.ru

Аннотация. Исследования проведены на закрытых свалках бытовых и промышленных отходов г. Улан-Удэ. Установлено, что в составе твердого осадка снега встречаются алюмосиликатные, железистые, углеродистые микросферулы. Снеговой покров на свалках содержит в своем составе хромферид, пирофанит, касситерит, гётит, рабдофан, халькозин и другие минералы, не свойственные фону. В твердом осадке снега выявлены процессы вторичного минералообразования.

Ключевые слова: снег, свалки, минералы, твердый осадок, бытовые и промышленные отходы

Для цитирования: Чередова Т.В., Дорошкевич С.Г., Хромова Е.А. Минеральный состав и формы нахождения частиц твердого осадка снегового покрова на объектах захоронения промышленных и бытовых отходов // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 104–114. doi: 10.17223/25421379/29/7

Original article

doi: 10.17223/25421379/29/7

MINERAL COMPOSITION AND FORMS OF FINDING OF SOLID SEDIMENT OF SNOW COVER AT LANDFILLS OF INDUSTRIAL AND MUNICIPAL WASTE

Tatyana V. Cheredova¹, Svetlana G. Doroschkevich¹, Elena A. Khromova¹

¹ Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia

² East Siberia State University of Technology and Management, Ulan-Ude, Russia

¹ cheredova-tv@yandex.ru

² sv-dorosh@mail.ru

³ lena.khromova.00@mail.ru

Abstract. The article presents studies of the dust load, forms of finding, and mineral composition of snow cover from industrial and municipal waste dumps in Ulan-Ude, Republic of Buryatia, Russia. All landfills are currently closed but not reclaimed. The research was carried out at four landfills: Sotnikovo village (municipal waste, closed in 2015), Steklozavod village (municipal and construction waste, closed in 2006), Babasanova village (industrial waste, closed in 1989), and Ploshchadka village (ash and slag waste, expected to close in 2023). Snow samples were taken in the winter of 2021–2022. Snow was collected from landfills and background areas outside the landfills. The analysis was carried out on a LEO-1430VP scanning electron microscope (Carl Zeiss, Germany) with the INCA Energy 350 energy dispersive microanalysis system (Oxford Instruments, UK) at the «Geospectr» GIN SB RAS Central Research Center (Ulan-Ude) in variable Pressure mode (VP). The studies found that the dust load of the landfills is 2–6 times higher compared to the background. The composition of the snow cover is formed under the influence of natural and anthropogenic factors. The formation of the mineral composition of solid snow sediment is affected by the Oshurkovskoye apatite deposit, which is located 15 km from Ulan-Ude. The mineral composition of solid snow sediment in the background areas is represented by aluminosilicates (plagioclases, amphiboles, chlorites, biotite, epidote, kaolinite, potassium feldspar, etc.) and carbonaceous particles. Such minerals as chromferite, pyrophanite, cassiterite, goethite, rhabdophane, chalcocite, etc. are additionally present in the snow from landfills. The processes of sorption of heavy metals (Co, Ni, and Fe) on the surface of aluminosilicates and carbonaceous particles are observed in the solid snow sediment in the ash and slag waste landfills. The processes of secondary mineral formation – the formation of goethite from magnetite, and transformation of chalcocite – are revealed in the solid snow sediment from the landfill of industrial waste (Babasanova v.). The morphology of the solid sediment of the snow cover is characterized by microspheres, globules, conglomerates, and fibrous particles ranging in size from less than 1 micron to 10³ microns.

Microspherules are mainly of aluminosilicate (including plagioclase, epidote, and kaolinite), ferruginous (magnetite, goethite, and hematite), carbonaceous, and calcium (calcite) compositions. Microspherules of complex composition containing admixtures of P, Ba, Sr, V, Fe, and Cl against the background of the aluminosilicate composition or consisting of shells of different composition – internal aluminosilicate and external carbon, or carbon inside and magnetite outside – were identified. The conducted studies have shown that the chemical composition of the solid sediment of the snow cover selected from non-recultivated landfills of industrial and household waste differs from the background indicators, which indicates their indirect impact on the environment in winter.

Keywords: snow, landfills, minerals, solid sediment, municipal and industrial waste

For citation: Cheredova T.V., Doroschkevich S.G., Khromova E.A. (2023) Mineral composition and forms of finding of solid sediment of snow cover at landfills of industrial and municipal waste. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 104–114. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/29/7

Введение

Минеральный состав твердого осадка снега может формироваться за счет ряда факторов: деятельность вулканов, космическая пыль, лесные пожары, терригенные осадки, элювиальные отложения, антропогенное влияние [Кизильштейн, 2002; Бортникова и др., 2009; Скворцов и др., 2011; Холодова и др., 2016; Ukraintsev et al., 2020; Аэрозоли Сибири, 2021]. Немаловажным фактором формирования минерального состава твердого осадка на урбанизированных территориях, являются выбросы автотранспорта и промышленных предприятий [Galitskaya, Rummyantseva, 2012; Таловская, 2022]. Объекты захоронения промышленных и бытовых отходов, являющиеся неотъемлемой частью любого населенного пункта, также могут выступать в качестве техногенного источника поступления аэрозолей в окружающую среду.

На сегодняшний день в г. Улан-Удэ полигоны для захоронения промышленных отходов отсутствуют, действует лишь один для захоронения коммунальных отходов, расположенный в п. Вахмистрово. Однако за последние 50 лет на территории города функционировал ряд свалок, захоронение отходов на которых, в связи с открытием полигона, было приостановлено, но рекультивационные работы должным образом проведены не были – это свалка бытовых отходов п. Сотниково (закрыта в 2015 г.), свалка бытовых и строительных отходов п. Стеклозавод (закрыта в 2006 г.), свалка промышленных отходов п. Бабасанова (закрыта в 1989 г.), свалка золошлаковых отходов п. Площадка (предполагается закрытие в 2023 г.). Все перечисленные свалки расположены с северо-западной, северной и северо-восточной сторон от г. Улан-Удэ. На свалках, закрытых более 15 лет назад, уже сформировался слой грунта и имеются признаки экологической сукцессии: произрастает травянистая растительность и кустарники, но процессы биологической деструкции и химического метаморфизма в теле свалок могут протекать в течение длительного времени [Зайцева, 2006], следовательно, высока вероятность загрязнения всех сред, контактирующих с телом нерекультивированных свалок, в том числе и снегового покрова. Особую опасность вызывает

приближение жилого массива к границам свалок – расстояние до ближайшего жилого массива составляет: для свалки п. Сотниково – 1 000 м, п. Стеклозавод – 200 м, п. Бабасанова – 100 м, п. Площадка – 200 м. К настоящему времени работ по изучению минерального состава снегового покрова в районах размещения отходов на территории г. Улан-Удэ проведено не было.

Целью настоящего исследования являлось изучение минерального состава и особенностей форм частиц твердого осадка снегового покрова в зоне расположения хранилищ промышленных и бытовых отходов г. Улан-Удэ.

Объекты и методы исследования

Объектом исследования являлся снеговой покров, отобранный на территориях закрытых объектов размещения отходов г. Улан-Удэ: свалки п. Сотниково, п. Стеклозавод, п. Бабасанова, п. Площадка.

Отбор проб проводили методом шурфа на всю мощность снегового покрова за исключением 5 см слоя над почвой с площади 0,5 м² в феврале 2021 и 2022 гг. по опробованным методикам [Методические рекомендации..., 1990]. Пробы были отобраны непосредственно на теле свалок и фоновых площадках. В качестве фона были выбраны участки за границей свалки, с учетом розы ветров и орографических особенностей местности. Всего исследовано 23 участка, на которых были отобраны смешанные пробы снега, охватывающие не менее пяти точек отбора по аналогии с «методом конверта». Пробы отбирались в промаркированные полиэтиленовые мешки. Снег таял при комнатной температуре в течение суток. Весь объем растаявшей снеговой воды (10–12 л) пропускали через бумажный фильтр «синяя лента». Дальнейшие исследования проводили отдельно для снеговой воды и для твердого осадка. Твердый осадок высушивался и доводился до постоянной массы. Пылевая нагрузка на рассматриваемых территориях определялась согласно методическим рекомендациям [Методические рекомендации..., 1990]. Расчет пылевой нагрузки (P_n , мг/м²×сут) был проведен по формуле (1):

$$P_n = P / (S \times T), \quad (1)$$

где P – масса пыли в пробе, мг; S – площадь шурфа, м²; T – время от начала снегоостава, сут (для г. Улан-Удэ датой начала снегоостава, по данным Бурятского ЦГМС, принята 1 октября). На основании среднесуточной пылевой нагрузки установлен уровень загрязнения снежного покрова по следующей градации: 100–250 мг/м²×сут – низкий уровень загрязнения; 251–450 мг/м²×сут – средний уровень загрязнения; 451–850 мг/м²×сут – высокий уровень загрязнения; > 850 мг/м²×сут – очень высокий уровень загрязнения.

Кроме пылевой нагрузки для каждого объекта размещения отходов рассчитан коэффициент концентрации (K_K) по формуле (2):

$$K_K = C / C_{\phi}, \quad (2)$$

где C – содержание пыли в исследуемой пробе; C_{ϕ} – содержание пыли на фоновом участке.

Анализ морфологического и минерального состава твердого осадка проводился на растровом электронном микроскопе LEO-1430VP (Carl Zeiss, Германия) с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments, Великобритания) в ЦКП «Геоспект» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ)

в режиме переменного давления (Variable Pressure, VP). Режим VP позволяет исследовать образцы биологических материалов без нанесения на них токопроводящего покрытия, что значительно упрощает пробоподготовку. Увеличение микроскопа: от ×36 до ×300 000, размер зонда менее 1 мкм.

Результаты и обсуждения

Пылевая нагрузка (рис. 1) на территориях свалок бытовых отходов в п. Сотниково и п. Стеклозавод, промышленных отходов в п. Бабасанова характеризуется низким уровнем загрязнения, что связано с их расположением вдали от крупных источников выбросов загрязняющих веществ г. Улан-Удэ. Пылевая нагрузка на свалке золошлаковых отходов в п. Площадка, напротив, характеризуется высоким уровнем загрязнения, так как расположена в зоне влияния объектов теплоэнергетики и крупных промышленных предприятий города. Пылевая нагрузка на всех рассмотренных свалках выше фоновых показателей, коэффициенты концентрации (K_K) варьируются от 2 до 6 раз.

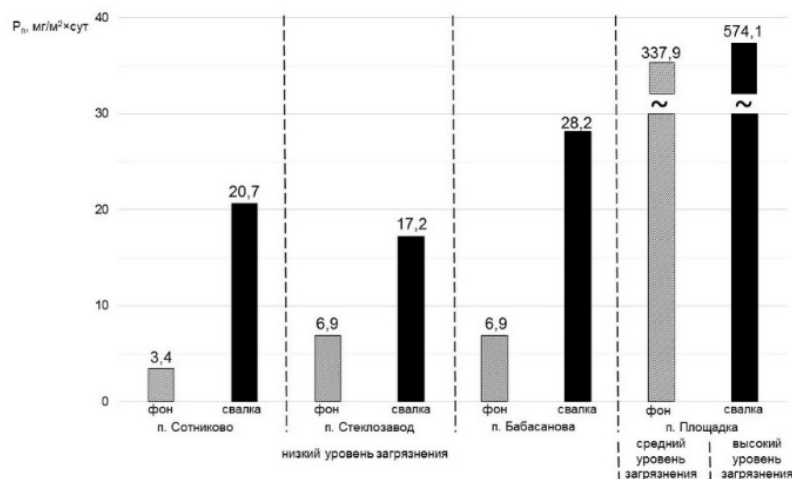


Рис. 1. Пылевая нагрузка на объектах размещения отходов г. Улан-Удэ (среднее за 2021–2022 гг.), мг/м²×сут

Fig. 1. Dust load at the landfills of Ulan-Ude city (average for 2021–2022) mg/m²×day

Морфологический состав частиц твердого осадка снегового покрова представлен микросферами, глобулами, волокнистыми частицами размерами от < 1 до 10³ мкм. При этом в снеговом покрове на территории свалок появляются частицы неправильной формы, на поверхности которых обнаружены примеси неуставленной минеральной принадлежности, содержащие в своем составе тяжелые металлы. В частности, на свалке п. Сотниково (рис. 2, а) было

обнаружено червеобразное тело амфибола, на поверхности которого выявлены частицы магнетита с примесью никеля; на свалке п. Площадка – каолинит с окислами железа, содержащими кобальт и никель (рис. 2, б), а также углеродистые частицы, на поверхности которых были зафиксированы алюмосиликаты (рис. 2, в); на свалке п. Стеклозавод – амфибол в форме волокон с повышенным содержанием натрия (рис. 2, д).

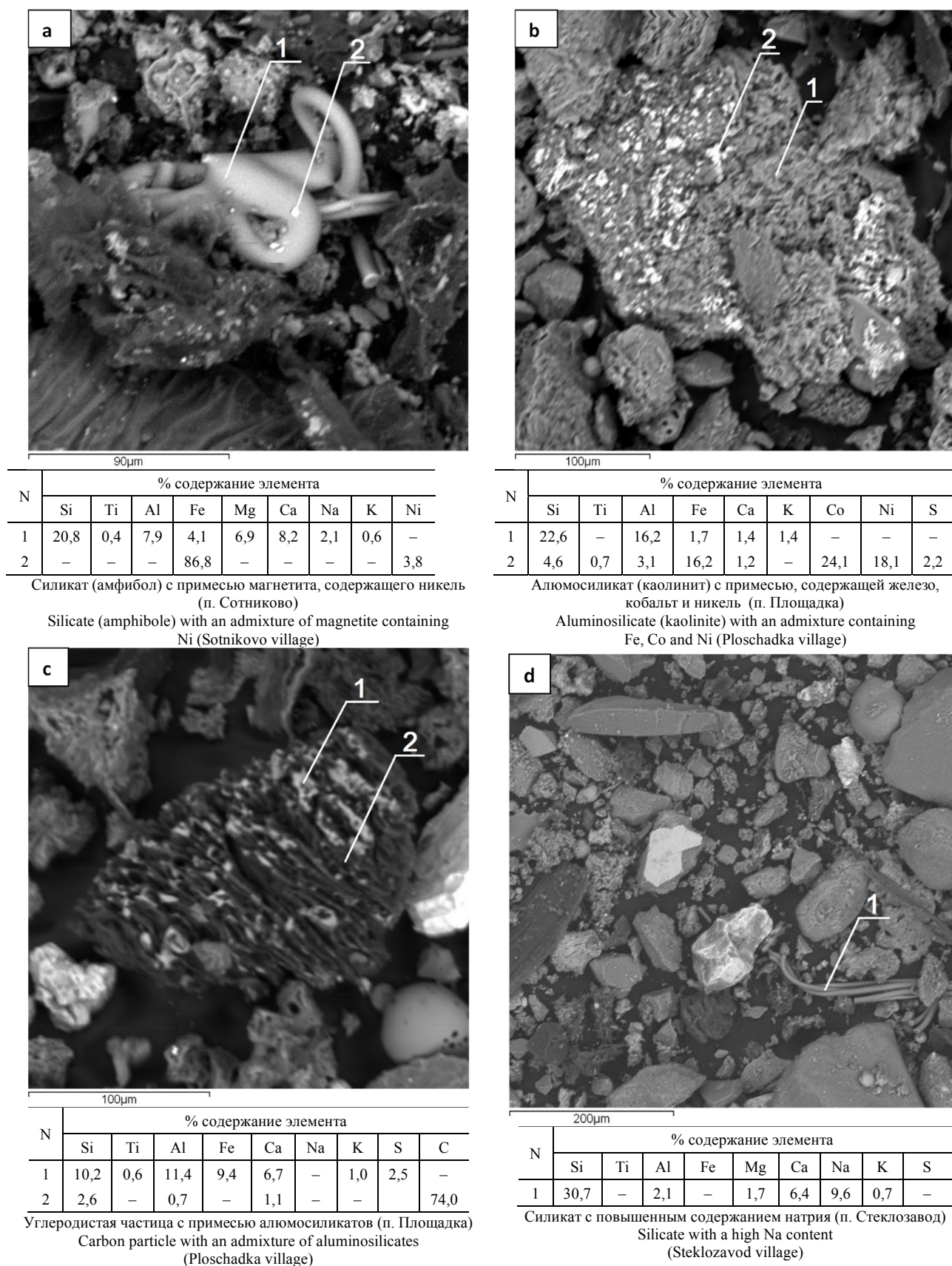


Рис. 2. Формы нахождения и химический состав частиц твердого осадка снега с территории свалок г. Улан-Удэ

Fig. 2. Features of forms and chemical composition of solid snow sediment particles from the landfills of Ulan-Ude

Минеральный состав твердой фазы снегового покрова представлен частицами природного и техногенного происхождения. В некоторых работах [Радомская и др., 2018] отмечено, что элементы твердого осадка снега имеют преимущественно терригенное происхождение и, как следствие, в твердом осадке снега преобладают породообразующие элементы, такие как алюминий, кальций, калий, железо, составляющие минеральные частицы класса силикатов.

Действительно, результаты проведенного нами микроскопического анализа показали, что

доминирующими минералами твердого осадка снега на исследуемых участках являются кварц и различные алюмосиликаты и силикаты (плагиоклазы, амфиболы, хлориты, биотит, эпидот, каолинит, калиевый полевой шпат и др.). Вместе с тем, пробы снега богаты железистыми минералами, прежде всего магнетитом, а также пиритом и ильменитом. Практически во всех пробах встречается барит, во многих – циркон. В пробах снега встречаются углеродистые структуры, представленные золами, шлаками и частицами несгоревшего топлива.

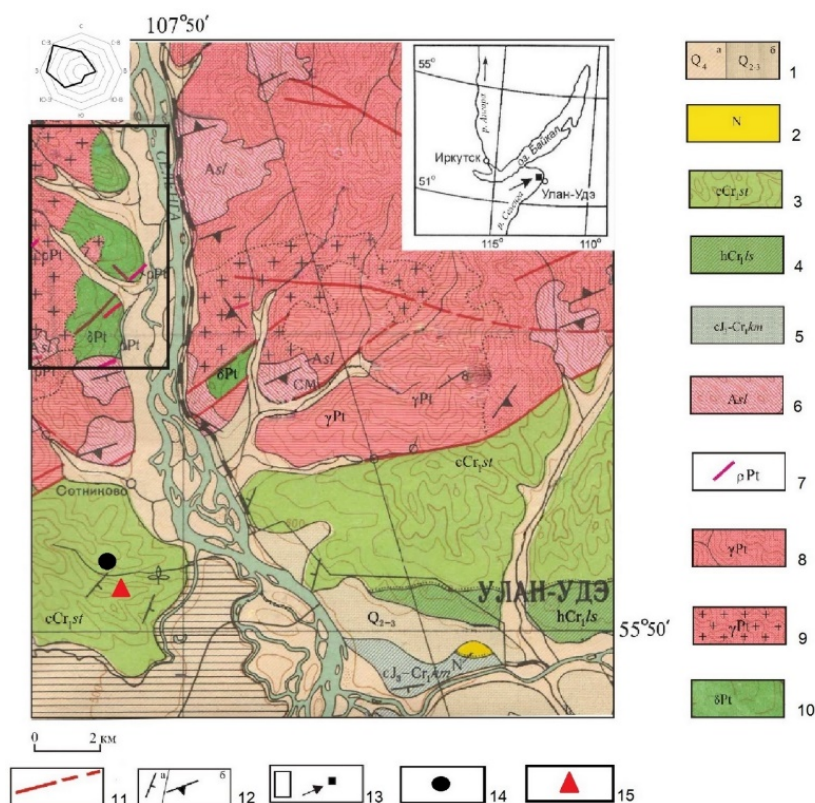


Рис. 3. Геологическое строение Ошурковского апатитового массива по данным [Царев, Батуева, 2013] и расположение точек отбора проб снега (фрагмент геологической карты масштаба 1 : 200 000; серия Западно-Забайкальская М-48-VI)

1 – современный отдел: аллювиальные галечники, пески, озерно-болотные суглинки, супеси, илы, глины; средний и верхние отделы: нерасчлененные континентальные, преимущественно озерные отложения, пески, супеси, суглинки; 2 – рыхлые песчаники, бурые глины, суглинки; 3 – сотниковская свита, глыбовые конгломераты с прослоями песчаников и глинистых сланцев с флорой; 4 – лысоговская свита, алевролиты, глинистые сланцы с прослоями песчаников и углей; 5 – Комушкинская свита, базальные конгломераты и аркозовые песчаники; 6 – слюдянская толща, мраморы, гнейсы (орто- и пара-); 7 – пегматитовые жилы; 8 – граниты с голубым кварцем, граносиениты; 9 – мелкозернистые гнейсированные граниты 10 – гнейсированные диориты; 11 – разломы; 12 – наклонное залегание слоев, полосчатость и гнейсовидность; 13 – Ошурковский апатитовый массив; 14 – фоновые участки отбора проб снега п. Сотниково; 15 – участки отбора проб снега на свалке бытовых отходов п. Сотниково

Fig. 3. Geological structure of the Oshurkovsky apatite deposit according to [Carev, Batueva, 2013] and location of sampling points (a fragment of a 1 : 200 000 scale geological map; the West-Transbaikalian M-48-VI series)

1 – modern division: alluvial pebbles, sands, lake-marsh loams, sandy loams, silts, clays; middle and upper divisions: undifferentiated continental, mainly lake sediments, sands, sandy loams, loams; 2 – loose sandstones, brown clays, loams; 3 – Sotnikovskaya formation, block conglomerates with sandstone interlayers and clay shales with flora; 4 – Lysogorskaya formation, siltstones, clay shales with layers of sandstones and coals; 5 – Komushkin formation, basal conglomerates and arkose sandstones; 6 – Slyudyanskaya strata, marbles, gneiss (ortho- and para-); 7 – pegmatite veins; 8 – granites with blue quartz, granosienites; 9 – fine-grained gneissated granites; 10 – gneissated diorites; 11 – faults; 12 – oblique occurrence of layers, banding and gneiss; 13 – Oshurkovsky apatite-bearing massif; 14 – background snow sampling sites in Sotnikovo village; 15 - snow sampling sites at the landfill of municipal waste in Sotnikovo village

Минеральный состав твердого осадка снегового покрова отражает атмосферный перенос аэрозолей с месторождения апатита в с. Ошурково, расположенного в 15 км с северо-западной стороны от г. Улан-Удэ [Царев, Батуева, 2013]. Ошурковское месторождение представляет собой реликтовый массив амфиболитизированного апатитоносного габбро. Запасы апатитовых руд на Ошурковском месторождении со средним содержанием P_2O_5 – 3,87 % по промышленным категориям составляют 996 млн т апатита или 39 млн т P_2O_5 . Месторождение разрабатывалось в 80-х гг. XX столетия, но в 1987 г. из-за экологических проблем было закрыто. Площадь обнаженной его части составляет примерно 12 км². На исследуемых участках п. Сотниково, расположенных в 8–9 км с подветренной стороны от месторождения (рис. 3), в составе твердого осадка снега отмечается наличие минералов, содержащих торий, фтор, фосфор, кальций, хлор, которые в виде включений входят в состав

apatita, что может быть подтверждающим фактором атмосферного переноса аэрозолей с Ошурковского месторождения.

Особенностью минерального состава твердого осадка снега, отобранного на территориях объектов размещения отходов, является наличие минералов, нетипичных для фоновых участков (таблица). Для свалки бытовых отходов п. Сотниково к таким минералам относятся хромферид, окислы железа с никелем, эпидот с примесями церия, лантана и неодима (алланит); для свалки бытовых и строительных отходов п. Стеклозавод – пирофанит, торит с примесью радиоактивного урана и церия, касситерит; для свалки промышленных отходов п. Бабасанова – окислы железа, хрома, цинка, титана, меди, гётит, рабдофан, халькозин; для свалки золошлаковых отходов п. Площадка – минералы с преимущественным содержанием железа, кальция и примесями кобальта, никеля.

Доминирующий минеральный состав твердого осадка снегового покрова

Dominant mineral composition of solid sediment in the snow cover

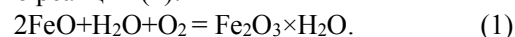
Минерал (группа)	п. Сотниково		п. Стеклозавод		п. Бабасанова		п. Площадка	
	фон	свалка	фон	свалка	фон	свалка	фон	свалка
Кварц (SiO_2)	+	+	–	+	+	+	–	–
Плагиоклазы ($Na[AlSi_3O_8] \times Ca[Al_2Si_2O_8]$)	–	+	+	–	+	–	–	+
Альбит $Na[AlSi_3O_8]$	–	–	–	–	–	+	–	–
Калиевый полевой шпат ($(Na, K, Ca)[AlSi_3O_8]$)	–	+	–	+	–	+	–	–
Амфибол ($(Ca, Na)_{2-3}(Mg, Fe, Al)_5[(Si, Al)Si_3O_{11}]_2[OH]_2$)	–	+	–	–	–	–	–	–
Биотит ($K(Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2$)	–	+	+	–	+	–	–	–
Мусковит ($KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$)	–	–	–	–	–	+	–	–
Хлорит ($(Mg, Fe)_x(Al, Fe)_xSiO_{10}[OH]_8$)	–	+	–	–	–	–	+	–
Эпидот, алланит ($Ca_2(AlFe)_3[Si_2O_7][SiO_4][OH]$)	+	+ Ce, La, Nd	–	–	+	+	–	–
Каолинит ($Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$)	+	–	–	–	+	+	–	+
Апатиты ($Ca_5[PO_4]_3(F, Cl)$)	–	–	–	–	+	+	–	–
Магнетит ($FeO + Fe_2O_3$)	+	+	+	+	+	+	++	++
Пирит (FeS_2)	–	–	+	–	–	–	+	–
Гётит ($HFeO_2$)	–	–	–	–	–	+	–	–
Сидерит $FeCO_3$	+	+	–	–	–	–	–	+ Mn
Хромферид (Fe_3Cr_x), Халькозин (Cu_2S)	–	+	–	–	–	–	–	–
Ильменит ($FeO + TiO_2$)	–	+	–	+	–	–	–	–
Торит ($ThSiO_4$)	+	–	–	+ U, Zr, Ce	–	–	–	–
Циркон ($ZrSiO_4$)	–	+	–	+	–	–	–	–
Пирофанит ($MnTiO_3$)	–	–	–	+	–	–	–	–
Касситерит (SnO_2)	–	–	–	+	–	–	–	–
Барит ($BaSO_4$)	+	+	+	+	+	+	+	+
Браунмиллерит ($Ca_2(Al, Fe)_2O_5$)	–	+	–	–	–	–	–	–
Рабдофан ($((Ce, La, Nd, Th)(PO_4) \times H_2O)$)	–	–	–	–	–	+	–	–
Неидентифицированные соединения, содержащие в себе железо, хром, цинк, титан, медь)	–	–	–	–	–	+	–	–
Неидентифицированные алюмосиликаты в целом	+	+	+	+	+	+	+	+
Углеродистые частицы	+	+	+	+	+	+	++	++

Примечание. – отсутствует; + частично присутствует; +Ce, La, Nd – частично присутствует с примесью элементов; ++ преобладает.

Note: – absent; + partially present; +Ce, La, Nd – partially present with an admixture of elements; ++ prevails.

Можно выделить несколько причин появления минералов, не свойственных фону, в снеговом покрове, отобранном на территориях объектов захоронения отходов. С одной стороны, химический состав накопленных отходов оказывает влияние на формирование минерального состава почвенного слоя, что в свою очередь может отражаться на составе снегового покрова в процессе его формирования. С другой стороны, создающаяся в атмосферных осадках кислая среда, благодаря наличию анионов сильных кислот (SO_4^{2-} , NO_x^-), с учетом избытка кислорода, давления и температуры, может создавать благоприятные условия для протекания окислительных процессов и инициировать тем самым вторичное минералообразование. Такое образование вторичных минералов зафиксировано в снеговом покрове на свалке

промышленных отходов в п. Бабасанова. В пробах снега с этой свалки при значительном содержании железосодержащих минералов, в том числе магнетита, встречаются зерна гётита, для образования которого необходимы доступ кислорода, влаги и окислительная среда. При этом образование гётита может протекать по реакции (1):



Проявлением вторичного минералообразования возможно, является и неполное окисление халькозина, выявленное на свалке п. Бабасанова. На рис. 4 видно агломерацию из двух минералов, один из которых (1) является халькозином [Cu (79,4 %), S (20,1 %)], другой (2) состоит из сульфата меди с примесью алюминия, фосфора, кремния [CuO (67,3%), SO_3 (24,8 %), Al_2O_3 (4,1 %), SiO_2 (2,5 %), P_2O_5 (1,2 %)].

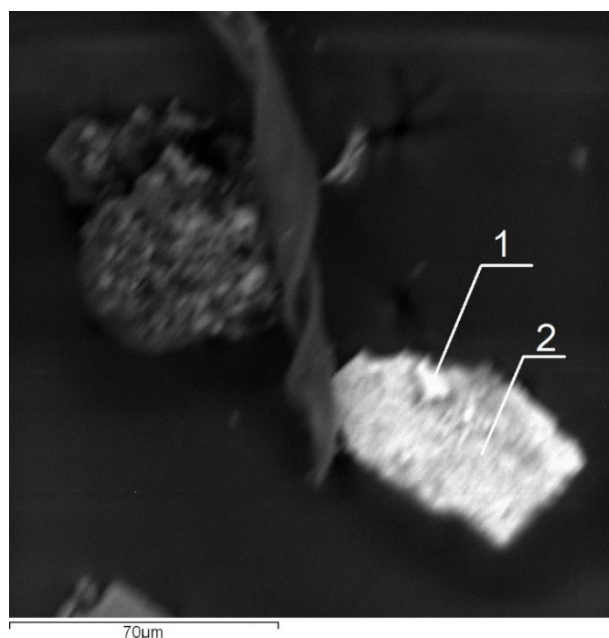


Рис. 4. Преобразование халькозина

1 – халькозин; 2 – сульфат меди (с примесью алюминия, фосфора, кремния)

Fig. 4. Chalcocite conversion

1 – chalcocite; 2 – Cu sulfate (with an admixture of Al, P, Si)

Халькозин неустойчив в присутствии кислорода, и поэтому в зоне кислородного выветривания он подвержен окислению. Благодаря наличию в снеговом покрове факторов, способствующих окислению (кислород, кислая среда, вода, находящаяся в толще снега в виде прослоек, плёнок, кристаллогидратов), в зоне гипергенеза может наблюдаться неполное окисление халькозина до сульфата меди по реакции (2):



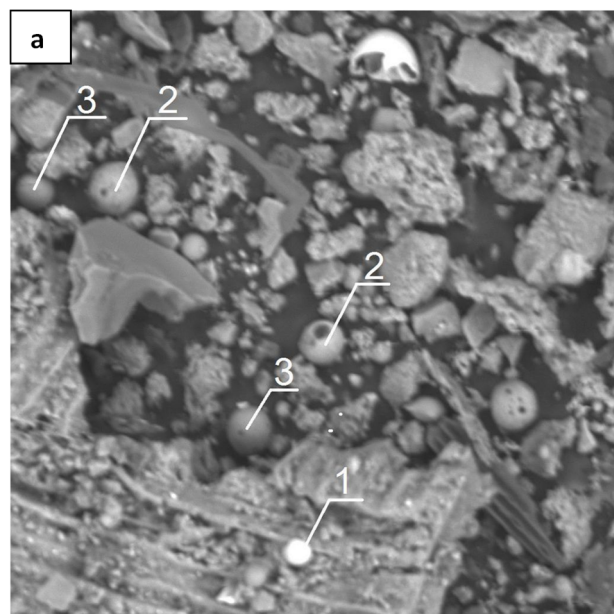
Предположение об образовании сульфатов из сульфидов в зоне гипергенеза, в условиях низких

температур подтверждается другими исследованиями [Яхонтова, Зверева, 2000; Ерёмин, 2004; Юргенсон, 2009].

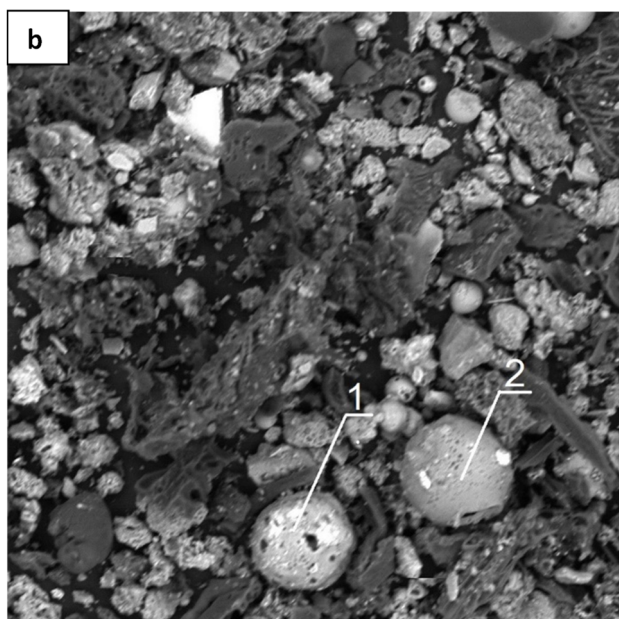
Во всех исследуемых пробах твердого осадка снежного покрова были зафиксированы микросферулы (рис. 5) преимущественно алюмосиликатного (плагиоклаз, эпидот, каолинит), железистого (преимущественно магнетит, гетит, гематит), углеродистого и кальциевого (кальцит) составов. Вместе с тем были выявлены микросферулы сложной композиции, содержащие в себе на фоне алюмосиликатного состава примеси

фосфора (от 0,36 до 6,1 мас. %), бария (от 1,2 до 65,5 мас. %), хрома (от 1,1 до 1,17 мас. %), железа (от 0,4 до 77,25 мас. %), хлора (от 0,46 до 1,81 мас. %), а также

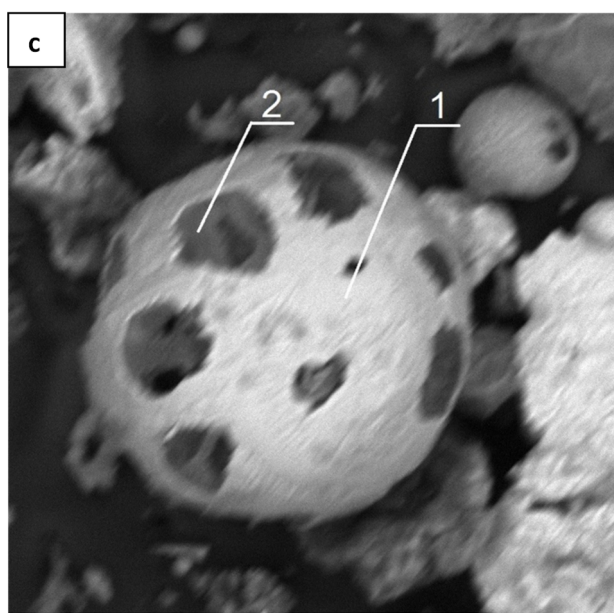
состоящие из оболочек разного состава: внутренняя алюмосиликатная и наружная углеродистая, либо углеродистая внутри и магнетитовая снаружи (рис. 5, с, d).



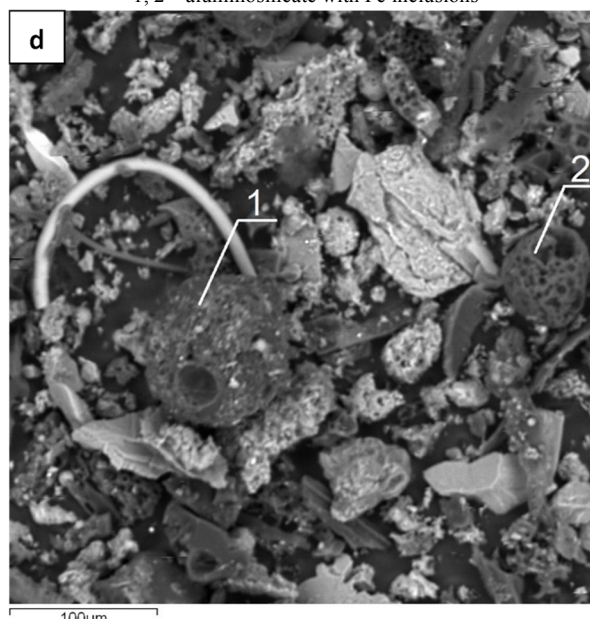
1 – магнетит; 2 – амфибол; 3 – плагиоклаз
1 – magnetite; 2 – amphibole; 3 – plagioclase



1, 2 – алюмосиликат с примесями железа на поверхности
1, 2 – aluminosilicate with Fe inclusions



1 – наружный слой магнетит; 2 – внутренний слой углерод
1 – magnetite outer layer; 2 – carbon inner layer



1 – наружный слой углерод, внутренний – алюмосиликат;
2 – углерод
1 – carbon outer layer, aluminosilicate inner layer; 2 – carbon

Рис. 5. Минеральный состав микросферул в твердом осадке снежного покрова на территориях объектов размещения отходов г. Улан-Удэ

Fig. 5. Mineral composition of microspheres in solid sediment of the snow cover at landfills in Ulan-Ude

Согласно многочисленным исследованиям [Дрожжин, 2009; Тас-ООл и др., 2012; Адильбаева и др., 2017; Таловская, 2022], проведенным в Томске,

Омске, Юрге, Северске и других городах юга Западной Сибири, микросферулы являются техногенными частицами, широко распространенными в зоне

влияния объектов теплоэнергетики, так как образуются при сжигании угля и могут находиться в золе уноса [Кизильштейн и др., 1987]. Образование алюмосиликатных микросферул происходит в результате плавления минеральных компонентов при сжигании углей, их непосредственной миграции в газовом потоке и их раздува за счет захваченных газовых включений. В связи с тем, что аэрозольные выбросы могут переноситься на 10–60 км в зависимости от высоты источников выброса, все изучаемые объекты размещения отходов могли попасть в зону влияния объектов теплоэнергетики, поэтому состав микросферул на всех отобранных площадках варьируется в одинаковых пределах. Значительных изменений в минеральном составе микросферул в снеговом покрове на объектах размещения отходов по сравнению с фоновыми участками обнаружено не было.

Тем временем было отмечено увеличение железистой составляющей в составе микросферул в твердом осадке снега по ходу отбора проб от западной к восточной части г. Улан-Удэ. Так, в точках отбора, расположенных на западе города (п. Сотниково), преобладают микросферулы с «чистым» алюмосиликатным составом, зачастую состоящие из эпидота, плагиоклаза, каолинита. В пробах снега, отобранных в восточной части города (п. Площадка, п. Бабасанова), напротив, наблюдаются микросферулы, состоящие из магнетита и других железистых соединений, содержащие в себе до 57–63 % железа. Такое распределение микросферул связано с вкладом источников загрязнения города и крупных котельных в загрязнение атмосферы и обогащение аэрозольных выбросов микросферулами железистого состава. Также вероятно, что в силу своего веса железистые микросферулы не относятся на значительные расстояния от

источников выброса, а оседают вблизи их воздействия в радиусе нескольких километров.

Заключение

На формирование минерального состава твердого осадка снега на фоновых участках оказывают влияние источники загрязнения атмосферы г. Улан-Удэ и Ошурковское месторождение апатита (п. Сотниково). Нерекультивированные объекты складирования промышленных и бытовых отходов вносят свой вклад в аэрозольное загрязнение, обогащая твердый осадок снегового покрова такими минералами, как хромферид, пирофанит, касситерит, гётит, рабдофан, халькозин и др. На поверхности обломочных фракций каолининовых и углеродистых структур твердого осадка снегового покрова со свалок встречаются примеси неустановленной минеральной принадлежности, содержащие в своем составе тяжелые металлы (Co, Fe, Ni). Пылевая нагрузка на объектах размещения отходов в 2–6 раз выше фоновых показателей. В морфологическом составе твердого осадка снегового покрова были выявлены частицы неправильной формы, глобулы, волокнистые частицы размерами от > 1 до 10^3 мкм. Во всех исследуемых пробах твердого осадка снегового покрова были зафиксированы микросферулы преимущественно алюмосиликатного (плагиоклаз, эпидот, каолинит), железистого (магнетит, гетит, гематит), углеродистого и кальциевого (кальцит) составов. Вместе с тем были выявлены микросферулы сложной композиции, содержащие в себе на фоне алюмосиликатного состава примеси фосфора, бария, хрома, железа, хлора, а также состоящие из оболочек разного состава: внутренней алюмосиликатной и наружной углеродистой либо углеродистая внутри и магнетитовая снаружи.

Список источников

- Адилбаева Т.Е., Таловская А.В., Язиков Е.Г. Оценка аэротехногенного загрязнения в окрестностях теплоэлектростанции (ТЭЦ-3) г. Караганды по данным снеговой съемки (Республика Казахстан) // Известия Национальной академии наук Республики Казахстан. Серия геологии и технических наук. 2017. № 4. С. 237–247.
- Аэрозоли Сибири. XXVIII Конференция : тез. докл. Томск : ИОА СО РАН, 2021. 88 с.
- Бортникова С.Б., Рапута В.Ф., Двятова А.Ю., Юдахин Ф.Н. Методы анализа данных загрязнения снегового покрова в зонах влияния промышленных предприятий (на примере г. Новосибирска) // Геоэкология. 2009. № 6. С. 515–525.
- Дрожжин В.С. Полые микросферы в золах уноса электростанций : сб. науч. ст. Саров : РФЯЦ-ВНИИЭФ, 2009. 127 с.
- Еремин О.В. Криоминаралогеиз в зоне окисления Удоканского месторождения : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Чита : ИПРЭК СО РАН, 2004. 19 с.
- Зайцева Т.А. Закономерности изменения микробиоценозов на полигонах депонирования твердых бытовых отходов в процессе деструкции органических веществ : автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Пермь : Пермский государственный университет, 2006. 36 с.
- Кизильштейн Л.Я. Экогеохимия элементов-примесей в углях. Ростов н/Д : СКНЦ ВШ, 2002. 295 с.
- Кизильштейн Л.Я., Шпицглюз А.Л., Рылов В.Г. Алюмосиликатные микросферы золы пылеугольного сжигания углей // Химия твердого топлива. 1987. № 6. С. 122–126.
- Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населенных пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве. М. : ИМГРЭ, 1990. 16 с.
- Радомская В.И., Юсупов Д.В., Павлова Л.М., Сергеева А.Г., Бородин Н.А. Многомерный статистический анализ содержания элементов в снеговом покрове г. Благовещенска // Региональная экология. 2018. № 2 (52). С. 15–28. doi: 10.30694/1026-5600-2018-2-15-28

Скворцов В.А., Федорова Н.В., Рогова В.П., Чурсин Д.А. Твердые фазы аэрозолей в природно-технических системах городов Прибайкалья // *Геоэкология*. 2011. № 1. С. 31–39.

Таловская А.В. Экогеохимия атмосферных аэрозолей на урбанизированных территориях юга Сибири (по данным изучения состава нерастворимого осадка снежного покрова) : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Томск, 2022. 46 с.

Тас-Оол Л.Х., Янчат Н.Н., Чоксум Ж.Э. Алумосиликатные микросферы зольных уносов теплоэлектростанции г. Кызыла // *Вестник Тувинского государственного университета*. 2012. № 3. С. 33–37.

Холодова М.С., Пастухов М.В., Поletaева В.И. Особенности минерально-вещественного состава твердофазных выпадений снежного покрова территории г. Свирска // *Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений*. 2016. № 4 (57). С. 109–118. doi: 10.21285/0130-108X-2016-57-4-109-118

Царев Д.И., Батуева А.А. Дифференциация компонентов базитов при гранитизации (на примере Ошурковского апатитового месторождения, Западное Забайкалье). Новосибирск : ГЕО, 2013. 135 с.

Юргенсон Г.А. Криоминалогогенез в техногенных массивах // *Минералогия техногенеза*. 2009. Т. 10. С. 61–75.

Яхонтова Л.К., Зверева В.П. Основы минералогии гипергенеза. Владивосток : Дальнаука, 2000. 336 с.

Galitskaya I., Rumyantseva N. Snow-cover contamination in urban territories (Lefortovo district, Moscow) // *Annals of Glaciology*. 2012. № 53 (61). P. 23–26. doi: 10.3189/2012AoG61A009

Ukrainsev A., Plyusnin A., Zaikovskii V. Morphology and chemical composition of dispersed particles in the snow cover of burnt forest areas in Western Transbaikalia (Russia) // *Applied Geochemistry*. 2020. V. 122C. 104723. doi: 10.1016/j.apgeochem.2020.104723

References

Adil'baeva T.E., Talovskaya A.V., Yazikov E.G. *Otsenka aerotekhnogennoho zagryazneniya v okrestnostyakh teploelectrostantsii (TJeC-3) g. Karagandy po dannym snegovoi syemki (respublika Kazakhstan)* [Assessment of aerotechnogenic pollution in the vicinity of the thermal power station (TPS-3) of Karaganda according to snow survey data (Republic of Kazakhstan)] // *Bulletin of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan. Series of Geology and Technical Sciences*. 2017. No.4. pp. 237–247. In Russian

Aerozoli Sibiri [Aerosols of Siberia]. XXVIII conference: abstracts. Tomsk: «IOA SB RAN», 2021. 88 p. In Russian

Bortnikova S.B., Raputa V.F., Devyatova A. Ju., Yudakhin F.N. *Metody analiza dannykh zagryazneniya snegovogo pokrova v zonakh vliyaniya promyshlennykh predpriyatij (na primere g. Novosibirsk)* [Methods of processing data on snow cover pollution in the zones of industrial enterprises' influence (on the example of Novosibirsk)] // *Geoecology*. 2009. No. 6. pp. 515–525. In Russian

Drozhdzhin V.S. *Polye mikrosfery v zolakh unosa elektrostantsii* [Hollow microspheres in fly ash of a power station]: collection of scientific articles. Sarov: FSUE "RFNC-VNIIEF", 2009. 127 p. In Russian

Ermin O.V. *Kriomineralogenez v zone okisleniya Udokanskogo mestorozhdeniya* [Cryominerogenesis in oxidation zone of Udokan deposit] // Abstract of the dissertation for the degree of Candidate of Geological and mineralogical Sciences. Chita: Federal State Budgetary Institution of Science Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, 2004. 19 p. In Russian

Zaitseva T.A. *Zakonomernosti izmeneniya mikrobiotsenozov na poligonakh deponirovaniya tverdykh bytovykh otkhodov v protsesse destruktivnoy organicheskikh veshchestv* [Regularities of changes in microbiocenoses at landfills of solid household waste deposition in the process of destruction of organic substances] // Abstract for the degree of Doctor of Biological Sciences. Perm: Perm State University, 2006. 36 p. In Russian

Kizilshtein L.Ya. *Ekogeokhimiya elementov-primesei v uglyakh* [Ecogeochemistry of impurity elements in coals]. Rostov-on-Don: Publishing house "SKNTS HSE". 2002. 295 p. In Russian

Kizilshtein L.Ya., Shpicgluz A.L., Rylov V.G. *Alumosilikatnyie mikrosfery zoly pileugol'nogo szhiganiya uglei* [Aluminosilicate microspheres of pulverized coal combustion ash] // *Khimiya tverdogo topliva* [Chemistry of solid fuels]. 1987. No. 6. pp. 122–126. In Russian

Metodicheskiye rekomendatsii po otsenke stepeni zagryazneniya atmosfernogo vozdukha naselennykh punktov metallami po ikh sodержaniyu v snezhnom pokrove i pochve [Methodological recommendations for assessing the degree of atmospheric air pollution of settlements with metals based on their content in snow cover and soil]. Moscow: "IMGRE". 1990. 16 p. In Russian

Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Pavlova L.M., Sergeeva A.G., Borodina N.A. *Mnogomernyi statisticheskii analiz sodержaniy elementov v snegovom pokrove g. Blagoveshchensk* [Multidimensional statistical analysis of the content of elements in the snow cover of Blagoveshchensk] // *Regional ecology*. 2018. No. 2 (52). pp. 15–28. DOI:10.30694/1026-5600-2018-2-15-28 In Russian

Skvortsov V.A., Fedorova N.V., Rogova V.P., Chursin D.A. *Tverdye fazy aerolei v prirodno-tekhnicheskikh sistemakh gorodov Pribajkal'ya* [Solid phases of aerosols in natural-technical systems of the cities of the Baikal region] // *Geoecology*. 2011. No. 1. pp. 31–39. In Russian

Talovskaya A.V. *Ekogeokhimiya atmosferykh aerolei na urbanizirovannykh territoriyakh yuga Sibiri (po dannym izucheniya sostava nerastvorimogo osadka snegovogo pokrova)* [Ecogeochemistry of atmospheric aerosols in urbanized territories of southern Siberia (according to the study of the composition of insoluble snow cover sediment)] // Abstract of the dissertation for the degree of Doctor of Geological and mineralogical Sciences. Tomsk: Federal State Educational Institution of Higher Education "National Research Tomsk Polytechnic University", 2022. 46 p. In Russian

Tas-Ool L.H., Janchat N.N., Choksum Zh.Je. *Alumosilikatnye mikrosfery zol'nykh unosov teploelectrostantsii g. Kyzyla* [Aluminosilicate microspheres of ash entrains of the Kyzyl thermal power plant] // *Bulletin of Tuva State University*. 2012. No. 3. pp. 33–37. In Russian

Kholodova M.S., Pastukhov M.V., Poletaeva V.I. *Osobennosti mineral'no-veshchestvennogo sostava tverdogo faznykh vypadeniy snegovogo pokrova territorii g. Svirsk* [Features of the mineral-material composition of solid-phase snowfall on the territory of Svirsk] // *Bulletin of the Siberian Branch of the Earth Sciences Section of the Russian Academy of Natural Sciences. Geology, prospecting and exploration of ore deposits*. 2016. No. 4 (57). pp. 109–118. DOI 10.21285/0130-108X-2016-57-4-109-118. In Russian

Carev D.I., Batueva A.A. *Differenciatsiya komponentov bazitov pri granitizatsii (na primere Oshurkovskogo apatitovogo mestorozhdeniya, Zapadnoye Zabajkal'e)* [Differentiation of basite components during granitization (on the example of the Oshurkovsky apatite deposit, Western Transbaikalia)]. Novosibirsk: Academic publishing house "GEO". 2013. 135 p In Russian

Yurgenson G.A. *Kriomineralogenez v tehnogennykh massivakh* [The Criomineralogenesis in the Technological Massifs] // Mineralogy of technogenesis. 2009. V. 10. pp. 61–75. In Russian

Yakhontova L.K., Zvereva V.P. *Osnovy mineralologii gipergeneza* [The principles of hypergenesis mineralogy]. Vladivostok: Dalnauka. 2000. 336 p In Russian

Galitskaya I., Rumyantseva N. Snow-cover contamination in urban territories (Lefortovo district, Moscow) // *Annals of Glaciology*. 2012. No. 53(61). pp. 23–26. doi.org/10.3189/2012AoG61A009.

Ukrainsev A., Plyusnin A., Zaikovskii V. Morphology and chemical composition of dispersed particles in the snow cover of burnt forest areas in Western Transbaikalia (Russia) // *Applied Geochemistry*. 2020. V.122C. 104723. doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104723.

Информация об авторах:

Чередова Т.В., старший преподаватель, кафедры «Промышленная экология и защита в чрезвычайных ситуациях», Восточно-Сибирский государственный университет технологий и управления, Улан-Удэ, Россия; инженер, лаборатория гидрогеологии и геоэкологии, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: cheredova-tv@yandex.ru

Дорошкевич С.Г., кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, лаборатория гидрогеологии и геоэкологии, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: sv-dorosh@mail.ru

Хромова Е.А., младший научный сотрудник, лаборатория инструментальных методов анализа, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: lena.khromova.00@mail.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Cheredova T.V., Senior Lecturer, Department of «Industrial ecology and protection in emergency situations», East Siberia State University of Technology and Management, Ulan-Ude, Russia; Engineer, Laboratory of hydrogeology and geoecology, Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: cheredova-tv@yandex.ru

Doroshkevich S.G., Cand. Sci. (Biology), Senior Researcher, Laboratory of hydrogeology and geoecology, Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: sv-dorosh@mail.ru

Khromova E.A., Junior Research Assistant, Laboratory of instrumental methods of analysis, Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: lena.khromova.00@mail.ru

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 23.06.2022; одобрена после рецензирования 19.11.2022; принята к публикации 05.12.2023

The article was submitted 23.06.2022; approved after reviewing 19.11.2022; accepted for publication 05.12.2023

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 551.525.2

doi: 10.17223/25421379/29/8

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОРЕН ЛЕДНИКОВ АКТРУ В УСЛОВИЯХ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА

Александр Анатольевич Ерофеев¹, Сергей Геннадьевич Копысов²,
Вадим Евгеньевич Рожин³



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

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

¹ erofeev@yandex.ru

² wosypok@mail.ru

³ vadimroz@mail.ru

Аннотация. Выявлены особенности температурного режима поверхности морен ледников Актру (Алтай). Более активный нагрев происходит на нижерасположенных моренах, как по продолжительности, так и по глубине. Инверсии тепловых потоков в системе «Атмосфера – земная поверхность» связаны с отрицательным радиационным балансом и наблюдаются с середины сентября по июнь (высота 2 442 м), и с октября по март (высота 2 840 м). Выявленные критические факторы будут использованы при прогнозировании опасных экзогенных процессов в горах.

Ключевые слова: термический режим, Актру, морены, радиационный баланс, снежный покров, мониторинг

Источник финансирования: исследование выполнено при поддержке Программы развития Томского государственного университета (Приоритет 2030) и Государственного задания Минобрнауки (проект № 0721- 2020-0041).

Для цитирования: Ерофеев А.А., Копысов С.Г., Рожин В.Е. Термический режим поверхностных отложений морен ледников Актру в условиях потепления климата // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 115–131. doi: 10.17223/25421379/29/8

Original article

doi: 10.17223/25421379/29/8

TEMPERATURE REGIME OF AKTRU GLACIERS MORAINES SURFACE DEPOSITS UNDER CLIMATE WARMING CONDITIONS

Alexander A. Erofeev¹, Sergei G. Kopysov², Vadim Rozin³

^{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 erofeev@yandex.ru

² wosypok@mail.ru

³ vadimroz@mail.ru

Abstract. An analysis of the meteorological conditions that shape the temperature regime of surface deposits of moraines of glaciers in the Aktru basin (Altai) was carried out. According to data from automatic meteorological systems installed in the Aktru basin, it was noted that more active heating in 2021–2023 occurs on the underlying moraines, both in duration and in depth. Heat flow inversions in the Atmosphere – Earth's surface system are associated with a negative radiation balance and are observed from mid-September to June (altitude 2,442 m), and from October to March (altitude 2,840 m).

As it turned out, heating of the near-surface layers of moraine deposits at an altitude of 2,442 m can begin as early as March, while at the higher moraine near Blue Lake this period usually shifts by two to three weeks.

To identify the relationship between air temperature and the temperature of the surface layers of moraine deposits, correlation analysis was used. The influence of air temperature on the temperature regime of sediments in the same season, but in different years, is not the same. A strong influence was found for layers located at a depth of 0 and 10 cm in all months of the year except October. For a layer of 20 cm – with the exception of April, October, and December. Medium and weak degrees of influence were noted in April, October and December. Most likely, this is due to the nature of the snow cover. At the Goluboye Lake station, wind conditions favor stronger snow blowing than at the underlying station. The influence of air temperature on the temperature regime

of sediments in the same season but in different years can change due to differences in the radiation balance, mainly associated with differences in cloudiness characteristics, the presence of ice layers, and the effect of “melting” of the layer by precipitation.

Using the example of landslides and avalanches in 2022 and 2023, critical meteorological factors contributing to the emergence of dangerous exogenous processes of gravitational origin in the mountains were analyzed. The identified features will be used to create a forecasting and warning system about dangerous exogenous processes in the mountains.

Keywords: temperature regime, moraines, Aktru, radiation balance, snow cover, monitoring

Source of financing: This study was supported by the Tomsk State University Development Programme (Priority 2030), Ministry of Education and Science (project № 0721-2020-0041).

For citation: Erofeev A.A., Kopysov S.G., Rozhin V.E. (2023) Temperature regime of Aktru glaciers moraines surface deposits under climate warming conditions. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 115–131. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/29/8

Введение

Температура земной поверхности напрямую участвует в теплообмене с атмосферой. При этом в высокогорных районах термический режим поверхностных отложений определяется, прежде всего, региональными атмосферными процессами, местными особенностями поверхности и подповерхностных отложений, рельефом и тепловым потоком, поступающим из недр [Salzmann et al., 2007].

Информация о распределении теплового потока на поверхности полезна для изучения криогенных процессов – термокарста, морозного пучения, образования клиньев льда в горных территориях [Washburn, 1980], даёт сведения о глубине и продолжительности промерзания отложений. Однако знания о температуре поверхности морен, содержании в них льда, механизмах деградации и процессах, связывающих климатическое потепление и дестабилизацию склонов в высокогорье, носят фрагментарный характер из-за необходимости организации специальных исследований в труднодоступных условиях.

Ожидается, что наблюдаемое потепление климата приведет к деградации многолетней мерзлоты за счет повышения среднегодовой температуры поверхностных отложений [Biskaborn et al., 2019], увеличения мощности активного слоя [Peng et al., 2018]. Более ранние работы показали, что сокращение приповерхностной мерзлоты может составить до 80 % или более к 2100 г. [Guo, Wang, 2016].

Свидетельства о деградации многолетней мерзлоты в горах широко распространены, при этом интенсивность геоморфологических явлений, таких как усиление камнепадов [Ravanel, Deline, 2015] и ускорение крипа в многолетней мерзлоте каменных глетчеров [Marcer et al., 2021], в значительной степени связаны с повышением температуры грунта [Etzelmüller и др., 2020]. Согласно утверждённой в России в 2020 г. Программе фундаментальных научных исследований на долгосрочный период (2021–2030 гг.) [Распоряжение Правительства РФ..., 2020],

для развития фундаментальных основ прогноза и раннего предупреждения о природных катастрофах крайне важна задача разработки и применения методов наземного и спутникового мониторинга активных геодинамических процессов (землетрясения, вулканизм, оползни, карст, цунами, лавины и др.), совершенствование методов изучения и моделирования этих процессов.

Располагаясь практически в центре континента и имея длительный ряд метеорологических наблюдений, горно-ледниковый бассейн Актру является важным местом для изучения взаимодействия в системе «Атмосфера – земная поверхность» (рис. 1). Его климатическая репрезентативность для Центрального Алтая подтверждена многочисленными экспериментальными данными. Однако температурное поле бассейна является весьма сложным из-за неоднородностей рельефа, подстилающей поверхности, недр и других факторов.

В июле 2021 г. в бассейне Актру с целью изучения температурного режима и выявления критических значений метеорологических параметров, способствующих возникновению опасных экзогенных процессов, нами были организованы метеорологические наблюдения на двух участках, расположенных на ледниковых моренах, сформированных в середине XIX в. [Душкин, 1967] ледником Большой Актру, но находящихся на различных высотах. Первый участок располагался на высоте 2 442 м на конечной морене, второй – на левой береговой морене у Голубого озера на высоте 2 840 м (рис. 1).

Объект исследования

Бассейн реки Актру площадью 42,9 км² находится в юго-восточной части горного узла Биш-Иирду Северо-Чуйского хребта [Ледники..., 1987] и включает в себя ледники Малый, Левый, Правый Актру, Водопадный, Кара-Таш и Стажёр. Площадь, занятая ледниками, согласно [Narozhniy, Zemtsov, 2011], сократилась в бассейне Актру с 18 км² в 1850 г. до 14,88 км² в 2008 г.

Положение фронта ледников бассейна Актру в прошлом столетии морфологически хорошо выражено в рельефе и подтверждено многочисленным радиоуглеродным, дендрохронологическим и лишенометрическим датированием [Ивановский, Панычев, 1978; Соломина 1987]. Сокращение ледников Актру, начиная с

1850 г., т.е. примерно с окончания малого ледникового периода, к концу XX в. отразилось в том, что при отрицательном балансе массы язык ледника Малый Актру отступил на 665 м. Язык Левого Актру после отделения отступил на 463 м, оголив покрытое моренным материалом ложе [Нарожный, 2001].

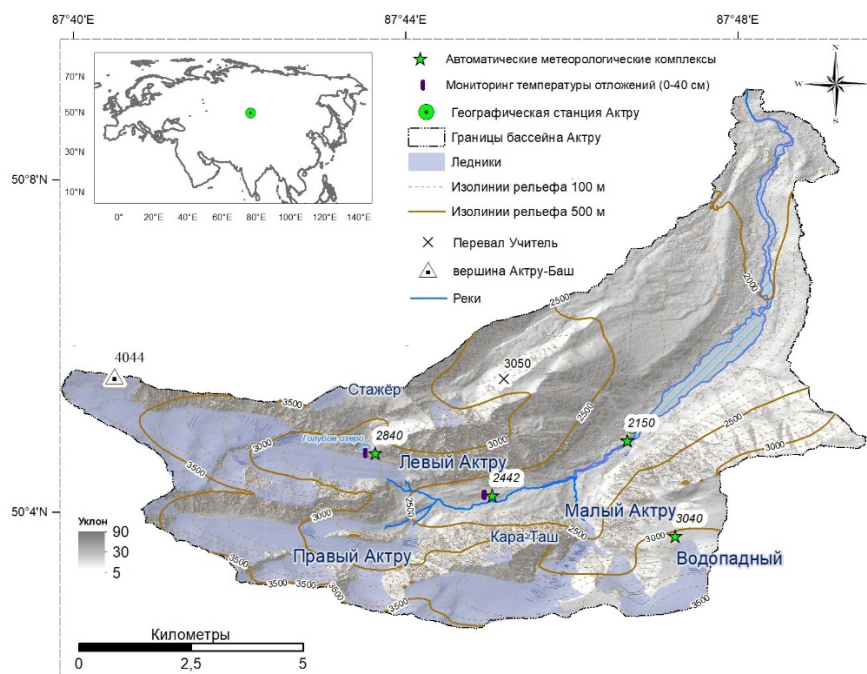


Рис. 1. Расположение основных природных объектов и пунктов современной системы метеомониторинга в горно-ледниковом бассейне Актру

Fig. 1. Location of the main natural objects and modern weather monitoring system in the Aktru mountain-glacial basin

Для обозначения территорий, освободившиеся из-под растаявших ледников, в гляциальной геоморфологии используют термины «прогляциальный», «перегляциальный», «парагляциальный» и «приледниковый». Под прогляциальными зонами (ПГЗ) понимаются участки непосредственного механического воздействия ледника при максимальном похолодании во время малого ледникового периода и прилегающие одновысотные горные отроги, освободившиеся ото льда [Slaymaker, 2011; Heckmann, Morche, 2019; Кедыч и др., 2022]. ПГЗ Малого Актру включает в себя обширные осыпные склоны, морены, а также ледниково-флювиальный и пролювиальный комплекс отложений. Среди морен выделяются две боковые морены, две конечные морены, нескольких фрагментов морены отступления и основная морена [Hedding et al., 2020].

ПГЗ ранее единого ледника Большой Актру включает в себя конечную морену с тремя дугообразными валами, а также боковые, срединные и основную

морены. Отсутствие боковых морен в месте соединения Левого и Правого Актру можно объяснить их быстрым отступанием. Так, по многочисленным свидетельствам [Душкин, 1967; Окишев, 1982] процессы распада Большого Актру начались в начале 1960-х гг. До этого существовало общее поле абляции площадью около 1 км² в высотном диапазоне 2 300–2 500 м, постепенно деградировавшее с середины XIX в. до 1936 г. – момента первой инструментальной съемки ледника М.В. Троновым – на 0,54 км². ПГЗ ледника Водопадный составляют несколько морен отступления и основной морены. Раскрывающийся веерообразно к северу моренный комплекс в виде пяти морен отступления маркирует историческое положение конца ледника. Лесотундровый экотон расположен на высоте 2 200–2 500 м [Timoshok et al., 2016]. Морена Большого Актру занята в основном кедром сибирским (*Pinus sibirica*) и лиственницей сибирской (*Larix sibirica*). При этом на верхних границах

экологического распределения лесного экотона Актру кедр сибирский обычно преобладает над лиственницей сибирской [Volkov et al., 2021]. В месте расположения автоматических метеостанции на высоте 2 442 м древостой представлен редко стоящей лиственницей высотой до 2–3 м.

На береговой морене Левого Актру у Голубого озера, древесная растительность отсутствует. По данным И.В. Волкова [2006], на склоне южной экспозиции, обращенном к леднику, присутствует 4 вида цветковых растений (в основном *Saxifraga asiatica*) и практически отсутствуют мохообразные. В то время как на противоположном склоне, обращенном к котловине Голубого озера, количество видов цветковых растений в два раза больше, а общее проективное покрытие растительности в двадцать раз превышает проективное покрытие растений на склоне, обращенном к леднику, причем около 15 % общего проективного покрытия северного склона образуют мохообразные [Волков, 2006].

Климат горно-ледникового бассейна Актру высокогорный нивальный с длинной, хотя относительно мягкой зимой, коротким прохладным летом и непродолжительными, неярко выраженными переходными сезонами. Годовое количество осадков в верховье Актру составляет около 1 000 мм [Тронов, 1972]. Особенности термического режима бассейна подробно рассмотрены в данной статье.

Методы исследования

Современную систему метеорологического мониторинга в горно-ледниковом бассейне Актру составляют четыре автоматические метеостанции, расположенные в различных частях бассейна (см. рис. 1). Измерение температуры воздуха выполнялось на высоте 2 м на каждой из станций. Температура отложений поверхности морен измерялась на глубинах 0, 10, 20, 30 и 40 см на морене у Голубого озера и на расположенном на 400 м ниже участке моренного комплекса Большого Актру. Интервал записи данных составлял 1 ч. Контролеры и термические датчики (термокосы) спроектированы и изготовлены в Институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН в Томске [Кураков, 2012].

Из-за особенностей ветрового режима на станции Голубое озеро, способствующих сильному выдуванию снега, высота снежного покрова измерялась только на морене Большого Актру (высота 2 442 м). Измерения выполнялись при помощи ультразвукового датчика, закреплённого на высоте 2 м. Для измерения входящей и отражённой солнечной радиации использован 4-компонентный радиометр-балансометр Hukseflux NR01. Однако для расчета радиационного

баланса была включена только приходящая и отражённая коротковолновая радиация (пиранометры SR01). Данные о длинноволновой радиации, получаемые при помощи пиргеометров IR01, не обрабатывались, поскольку, как выяснилось, подлежат калибровке. Полученная с сети метеорологического мониторинга информация регулярно заносилась в базу данных [Водно-ледниковые и климатические..., 2022]. 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).

Радиационный баланс и потоки тепла у поверхности морен

Действие солнечной радиации вызывает эффект нагревания подстилающей поверхности (на ГМС Актру температура ее достигает +40 °С и выше) и от нее – прилегающего воздуха. При этом действие солнечной радиации на ледниках вызывает эффект таяния льда без нагревания подстилающей поверхности выше 0° [Белова, 1965].

По данным Н.Х. Лупиной [1967], на щебнистой поверхности станции Учитель 34–39 % тепла, получаемого за счёт солнечной радиации, тратится на турбулентное перемешивание, 41–48 % на испарение и 18–20 % составляет поток тепла в почву. Таким образом, затраты тепла на испарение несколько превышают затраты тепла на нагревание воздуха. В приледниковых долинах Средней Азии поток тепла в почву составляет 1–13 % от радиационного баланса, 38–64 % расходуется на нагревание атмосферы. Расход тепла на испарение зависит от степени увлажнения почвы [Лупина, 1967].

Возможная продолжительность солнечного сияния – максимально возможное количество часов продолжительности солнечного сияния, характерных для данной широты, при ясной погоде и без учета закрытости горизонта, была рассчитана в программном модуле Potential Incoming Solar Radiation [SAGA-GIS Module..., 2010]. Коэффициент прозрачности атмосферы в районе Актру колеблется в пределах 0,76–0,88. В июле он самый низкий, в сентябре – наиболее высокий [Белова, 1965]. Поэтому при расчёте потенциальной суммарной солнечной радиации нами был использован коэффициент 0,76.

По данным [Ерофеев и др., 2022], из-за большей закрытости горизонта потенциальная продолжительность солнечного сияния на Голубом озере в июле составляет примерно на один час больше, чем на ГМС Актру (11 и 10 ч соответственно). В августе потенциальная продолжительность солнечного сияния на

Голубом озере уже приблизительно на два часа больше (10 и 8 ч соответственно). Однако продолжительность солнечного сияния в значительной степени зависит от характеристик облачности. Их влияние особенно отчетливо проявляется в отношении фактической продолжительности солнечного сияния к возможной.

Потенциальная солнечная радиация (рис. 2) всегда больше поглощенной, что хорошо видно на рис. 3, где средняя месячная измеренная поглощенная радиация в июле не достигает 20 МДж/сут. Измеренный на АМС Голубое озеро на высоте 2 840 м среднесуточный максимум наблюдался 13 июня 2023 г. и составил 26 МДж/сут.

За рассматриваемый период средняя суточная поглощенная солнечная радиация составила 9 МДж/сут.

Радиационный баланс рассчитывался по формуле (1) при допущении равенства поглощенной солнечной радиации на АМС Голубое озеро и АМС Большой Актру:

$$R = Q - EF = Q - (D_{\Pi} - D_A), \quad (1)$$

где R – радиационный баланс; Q – измеренная поглощенная солнечная радиация; EF – эффективное длинноволновое излучение, определяемое как разность потоков излучения от земной поверхности D_{Π} и встречного излучения атмосферы D_A .

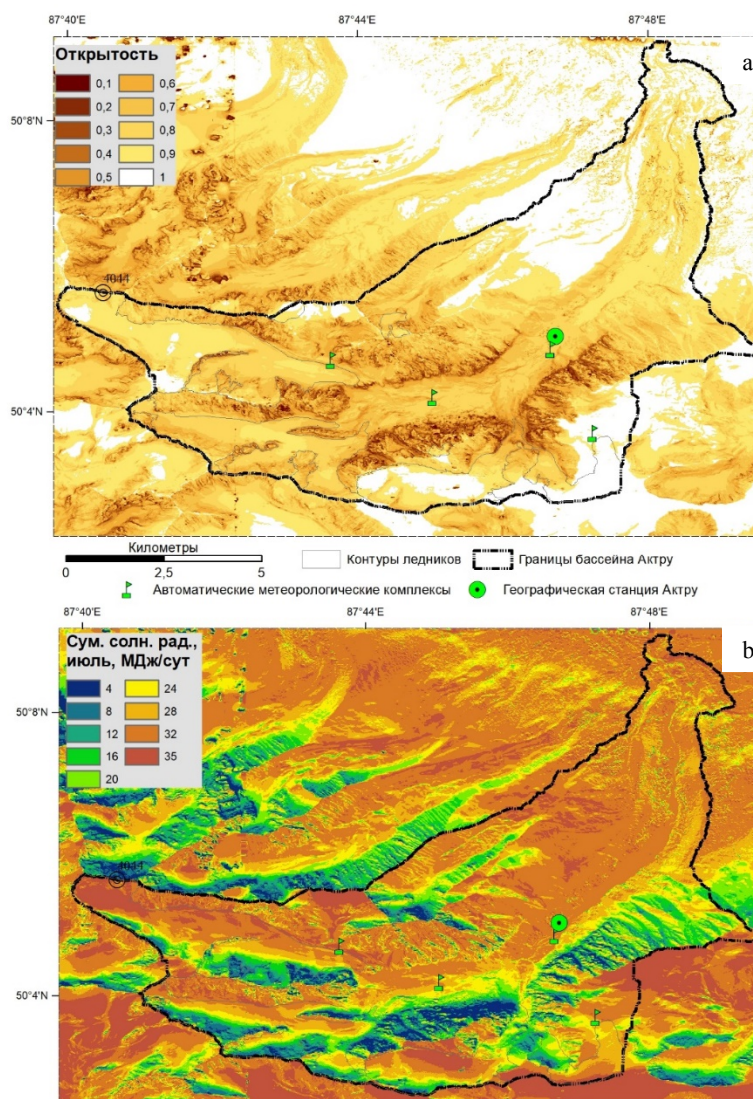


Рис. 2. Пространственная изменчивость характеристик приходящей солнечной радиации в июле для Актру

a – открытость горизонта; b – потенциальная суточная сумма с учётом рельефа и открытости горизонта, МДж/сут

Fig. 2. Spatial variability of the characteristics of incoming solar radiation in July for Aktru

a – topographic openness (sky view factor); b – potential daily amount taking into account the relief and topographic shading, mJ/day⁻¹

В бесснежный период при расчете потока излучения от земной поверхности D_{Π} использовалась измеренная АМС температура поверхности морен. В зимний период расчет велся по температуре воздуха, что снижает достоверность оценки радиационного баланса в зимний период.

Для расчета длинноволнового излучения от атмосферы необходимо знать характеристики облачности. Автоматические метеостанции их не измеряют. Из практического опыта известно, что общее распределение облачности в основном совпадает с распределением относительной влажности воздуха. Поэтому нами было сделано грубое допущение, что общая облачность в долях единицы равна относительной влажности воздуха, деленной на 100 %.

Упругость водяного пара в миллибарах (мбар) вычислялась по измеренной относительной влажности воздуха в долях единицы и упругости насыщенного водяного пара. Давление насыщенного водяного пара вычислялось по формуле Магнуса в зависимости от измеренной температуры воздуха.

В целом вычисленный нами радиационный баланс неплохо согласуется с литературными данными за летний период, полученными в [Ледники Актру..., 1987] для ГМС Актру (2 150 м) и станции Учитель (2 970 м) (табл. 1). Более точные показатели радиационного баланса будут рассчитаны в дальнейшем после проведения настройки пиргеометров IR01, установленных на морене у Голубого озера, и калибровки данных.

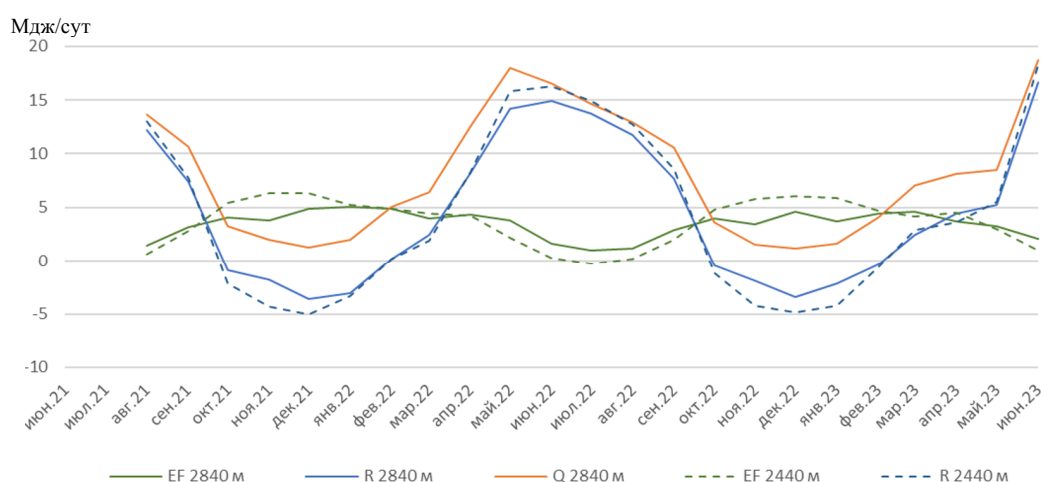


Рис. 3. Ход среднемесячных значений элементов радиационного баланса (МДж/сут) на АМС Большой Актру (2 442 м) и Голубое Озеро (2 840 м) за рассматриваемый период

R – радиационный баланс, EF – эффективное излучение, Q – поглощенная радиация

Fig. 3. Variation of average monthly values of radiation balance elements (MJ/ day⁻¹) at the Bolshoi Aktru (2,442 m) and Goluboye Lake (2,840 m) AWSs for the period under study

R – radiation balance, EF – effective radiation, Q – absorbed radiation

Таблица 1

Сравнение элементов радиационного баланса (МДж/сут) за период с августа 2021 г. по август 2023 г. с литературными данными

Table 1

Comparison of radiation balance elements (MJ/ day⁻¹) for the period from August 2021 to August 2023 and literature data

Название АМС	ГМС Актру [Ледники Актру..., 1987]	Учитель [Ледники Актру..., 1987]	Голубое озеро [Данное исследование]	Морена Большого Актру [Данное исследование]
Высота, н.у.м	2 150	2 970	2 840	2 442
<i>Радиационный баланс R, МДж/сут</i>				
Июнь	11,7	11,3	15,0	16,8
Июль	10,9	10,3	12,8	14,6
Август	8,2	7,3	7,4	8,2
Сентябрь	6,7		6,9	7,5
<i>Суммарная радиация, МДж/сут</i>			<i>Поглощенная Q, МДж/сут</i>	
Июнь	20,5	23,4	17,5	
Июль	17,2	22,2	14,7	
Август	17,1	17,2	8,9	
Сентябрь	12,5		10,6	

Название АМС	ГМС Актру [Ледники Актру..., 1987]	Учитель [Ледники Актру..., 1987]	Голубое озеро [Данное исследование]	Морена Большого Актру [Данное исследование]
Эффективное излучение, EF , МДж/сут				
Июнь	Эффективное излучение из-за невысокой температуры поверхности относительно невелико и в долине Актру не превышает 1,7–3 МДж/сут		2,5	1,1
Июль			0,9	0,0
Август			1,4	0,7
Сентябрь			3,7	2,9

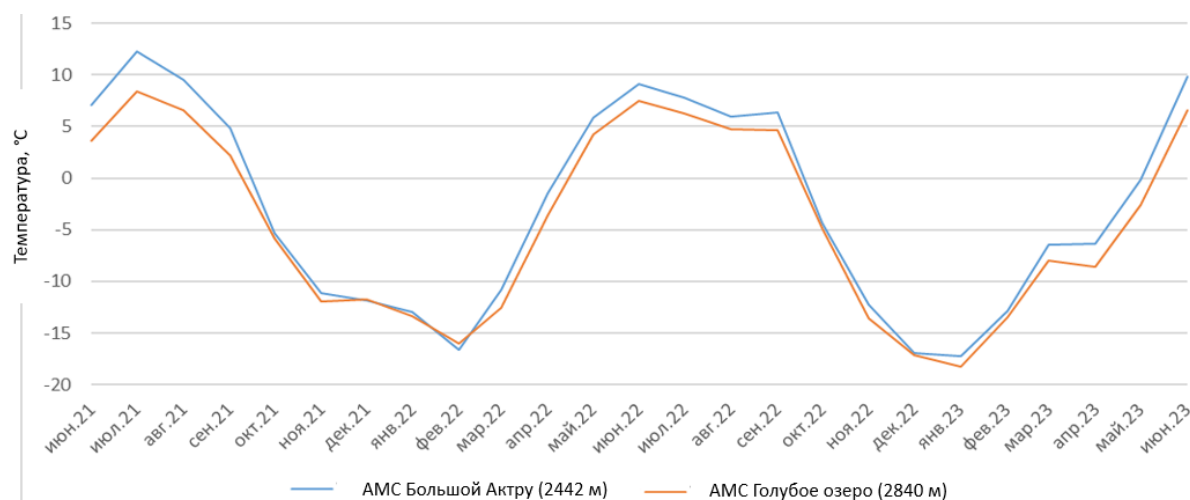


Рис. 4. Среднемесячные значения температуры воздуха, по данным АМС, за рассматриваемый период

Fig.4. Average monthly air temperatures according to AWS data at the Bolshoi Aktru (2,442 m) and Goluboye Lake (2,840 m) AWSs for the period under study

Как и ожидалось, данные по температуре воздуха говорят о его более сильном нагреве над поверхностью морены Большого Актру, чем на расположенной почти на 400 м выше морены у Голубого озера. Средняя годовая температура различается почти в 2 раза: $-2,6$ °C по АМС Большой Актру и $-4,2$ °C по АМС Голубое озеро; средний суточный максимум составил $+19,5$ и $+14,9$ °C, а средний суточный минимум $-31,7$ и $-32,4$ °C соответственно. По данным для ГМС Актру [Водно-ледниковые и климатические..., 2022] (с учетом восстановленных пропусков и возобновленных наблюдений с помощью автоматических метеостанций), средняя годовая температура воздуха на ГМС Актру с 1939 по 2022 г. составила $-4,2$ °C. При этом за последнее двадцатилетие среднегодовая температура воздуха повысилась на $0,6$ °C, так же как за предшествующие 60 лет (с 1939 по 1999 г.).

Температура поверхности отложений морен

Слои отложений, исследование которых проводится, на всём их протяжении имеют месячный и годовой ход температуры, поэтому являются

«активными» или «деятельными». При этом из-за расположения на разных высотах активные слои двух описываемых площадок отличаются по глубине промерзания, продолжительности тепловой инерции, длительности периодов максимума и минимума температур.

Полученные данные по температуре поверхности свидетельствуют о более благоприятных условиях на морене Большого Актру, чем на морене у Голубого озера. Средняя годовая температура поверхности морены различается более чем в 2 раза: $-1,1$ °C по АМС Большой Актру и $-2,8$ °C по АМС Голубое озеро; средний суточный максимум $+21,7$ и $+18,3$ °C; средний суточный минимум $-19,7$ и $-28,7$ °C соответственно (рис. 5).

Зимой амплитуда колебаний на морене Большого Актру значительно меньше, чем на морене у Голубого озера. В частности, на глубине 40 см средняя годовая температура морены по АМС Большой Актру составила $+0,1$ °C, а по АМС Голубое озеро $-2,2$ °C; средний суточный максимум $+13,2$ и $+12,3$ °C; средний суточный минимум $-19,6$ и $-21,3$ °C соответственно.



Рис. 5. Среднемесячная температура моренных отложений 0–40 см

a – АМС Большой Актру; b – АМС Голубое озеро

Fig. 5. Average monthly temperature of moraine deposits 0–40 cm

a – AWS Bolshoi Aktru; b – AWS Goluboye Lake

Как и ожидалось, более активный нагрев поверхности происходит на нижерасположенной морене Большого Актру, как по продолжительности во времени, так и по глубине (рис. 6, 7). Инверсии тепловых потоков возникают из-за разности направлений приземного тепла. Положительный – указывает на передачу тепла из атмосферы в грунт. Отрицательный приземный тепловой поток наблюдается в противоположных случаях – когда поверхности морен отдают тепло в атмосферу. Так, на морене Большого Актру инверсии, связанные с отрицательными тепловыми потоками, наблюдаются преимущественно с середины сентября по июнь (рис. 6, a), а на морене у Голубого озера этот период является более коротким и продолжается с октября по март (рис. 6, b). В работе [Osipov, Osipova, 2021] по отношению к моренам

ледников Кодара, расположенных в Забайкалье, смена положительных и отрицательных тепловых потоков связывается с особенностями режима длинноволновой солнечной радиации.

Другой особенностью температурного режима отложений морен Актру, выявленной по результатам проведенного мониторинга, является выделение периода с замедленной динамикой распространения температуры по глубине или увеличение инерции температурного потока. Данный эффект наблюдается в переходных сезонах года при установлении отрицательных либо положительных среднесуточных температур воздуха на протяжении нескольких суток. Для двух АМС, расположенных с разницей высот около 400 м, различия периода с замедлением температурного потока составляют в среднем от двух недель до месяца.

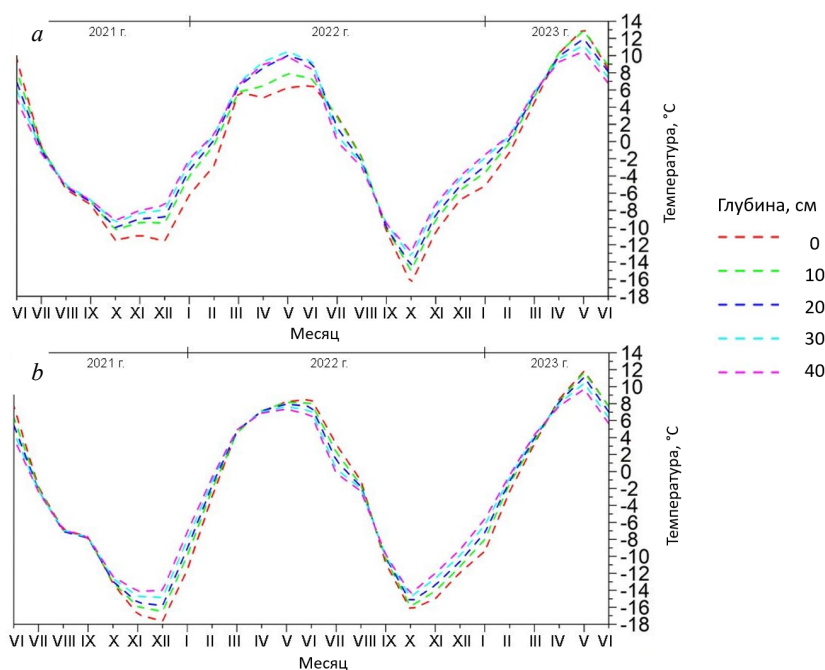


Рис. 6. График хода температуры поверхности морен ледников Актру с середины июля 2021 по конец июня 2023 г.

a – АМС Большой Актру; b – АМС Голубое озеро

Fig. 6. Graph of the surface temperature of the moraines of the Aktru glaciers from mid-July 2021 to the end of June 2023

a – AWS Bolshoi Aktru; b – AWS Goluboye Lake

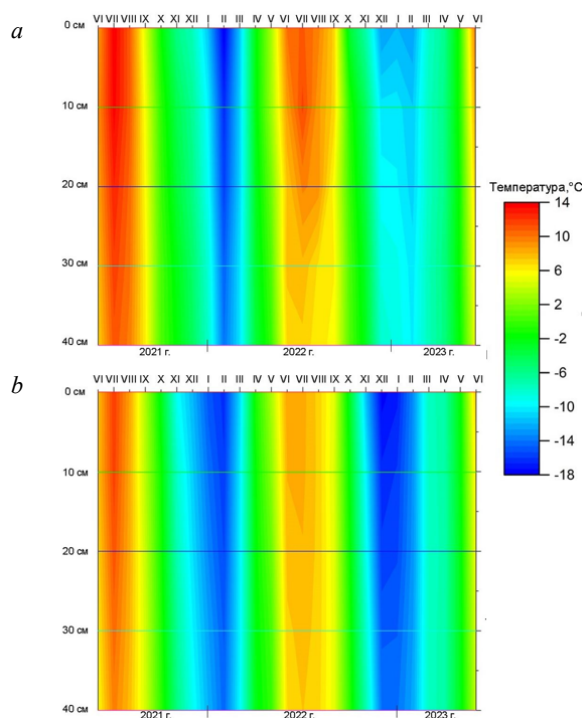


Рис. 7. Распределение тепловых потоков на поверхности морен ледников Актру с середины июля 2021 по конец июня 2023 г.

a – АМС Большой Актру; b – АМС Голубое озеро

Fig. 7. Distribution of heat fluxes on the surface of moraines of the Aktru glaciers from mid-July 2021 to the end of June 2023

a – AWS Bolshoi Aktru; b – AWS Goluboye Lake

В 2022 и 2023 гг. данный эффект наблюдался преимущественно для двух периодов: с середины по конец августа, где происходило постепенное понижение среднесуточной температуры слоёв с положительных к отрицательным значениям; с начала марта по конец апреля, где температура постепенно повышалась от отрицательных к положительным значениям. В зависимости от особенностей температурного режима и характеристик снежного покрова, этот период может иметь межгодовую изменчивость. Для его лучшего понимания нами был рассчитан парный коэффициент корреляции.

Взаимосвязь температуры воздуха и температуры приповерхностных отложений

Для анализа взаимосвязи температуры воздуха, измеренной на высоте 2 м, с температурой

приповерхностных слоев отложений на глубинах 0–40 см, был рассчитан парный коэффициент корреляции (r), выражающий тесноту линейной связи между двумя переменными. Осреднение выполнялась по месяцам.

В летний период влияние приземной температуры воздуха на температуру отложений является самым сильным (рис. 8). При этом в 2023 г. влияние этой связи слабее, чем годом ранее, как на АМС Большой Актру, так и на АМС Голубое озеро. Вероятнее всего, это может быть связано с увеличенной продолжительностью залегания снежного покрова. Устойчивый снежный покров держался на моренах вплоть до 20-х чисел июня.

Тесная связь между измеряемыми переменными ($r \geq 0,7$) для АМС Голубое озеро в 2022 г. для слоев, расположенных на глубине 0 и 10 см, была выявлена во все месяцы 2022 г. за исключением октября. Для слоя 20 см – за исключением апреля, октября и декабря.

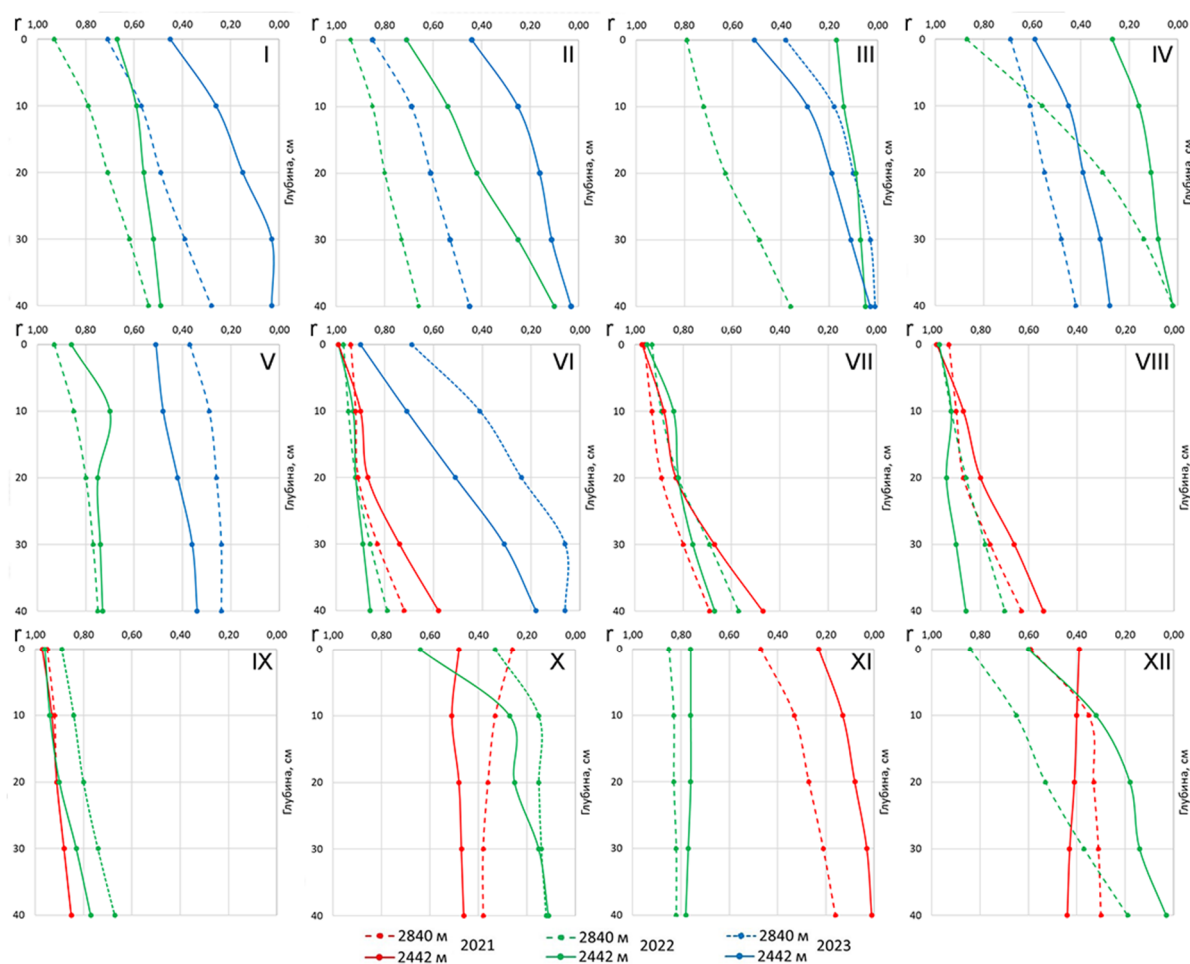


Рис. 8. Коэффициент корреляции (r), рассчитанный по данным о температуре воздуха и температуре поверхности моренных отложений по отдельным месяцам (указаны римскими цифрами) на АМС Большой Актру (высота 2 442 м) и Голубое Озеро (2 840 м)

Fig. 8. Correlation coefficients (r) calculated from data on air temperature and surface temperature of moraine deposits by month (indicated by Roman numerals) at the Bolshoi Aktru AWS (altitude 2,442 m) and Goluboye Lake (2,840 m)

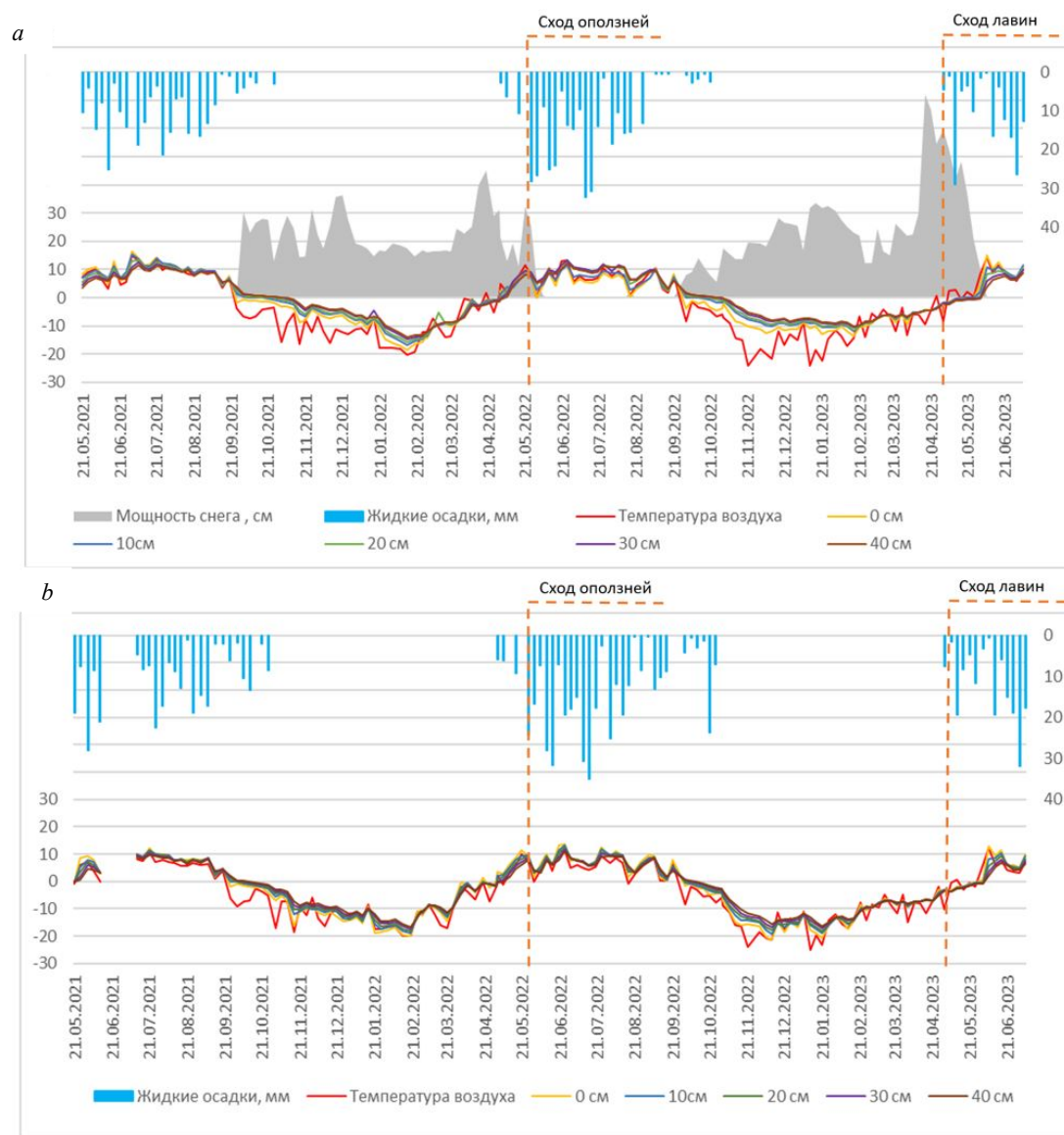


Рис. 9. Сезонный ход метеорологических явлений

а – АМС Большой Актру (2 442 м); в – Голубое Озеро (2 840 м) с 01 июня 2021 по 11 июля 2023 г. (жидкие осадки, суммированные по пентадам, показаны на правой шкале)

Fig. 9. Graph of meteorological phenomena

а – AMS Bolshoy Aktru (2,442 m); б – Goluboye Lake (2,840 m) from June 01, 2021 to July 11, 2023 (precipitation summed up by pentads is shown on the right scale)

Зимний период характеризуется самыми большими интервалами r между АМС Большой Актру и Голубое озеро. Апрель, октябрь и декабрь – месяцы с преимущественно со средней ($r \leq 0,7$) и слабой ($r \leq 0,3$) связью между переменными. Вероятнее всего, данный эффект связан с характером залегания снежного покрова. Как было сказано выше, на АМС Голубое озеро ветровые условия способствуют более сильному выдуванию снега, чем на нижележащей станции.

Из-за длительного залегания снежного покрова в высокогорье, весной нагрев отложений на АМС Большой Актру у самой поверхности может начинаться уже с марта, при этом на более высоко расположенной АМС Голубое озеро этот период обычно сдвигается по времени от двух до трёх недель.

В целом значения коэффициентов корреляции на обеих площадках исследования держатся в определенном числовом интервале. Однако влияние температуры воздуха на температурный режим отложений

в один и тот же сезон, но в разные годы может изменяться из-за различий в радиационном балансе, преимущественно связанных с характеристиками облачности. Их исследование в данной работе не проводилось. Среди других возможных причин следует выделить образование в приповерхностных отложениях включений льда и эффект «растепления» слоя атмосферными осадками.

Атмосферные осадки

Атмосферные осадки в виде дождя измерялись на обеих метеостанциях. На рис. 9 представлены измеренные осадки за период с мая по октябрь, суммированные по пятисуточным интервалам (пентадам). Нерешенной проблемой является измерение зимних твердых осадков. Пока у нас имеется возможность измерять только высоту снежного покрова (см. рис. 9, а) без учета изменения его плотности, а значит и запаса воды в снежном покрове. Продолжительность залегания снежного покрова на морене Большого Актру зимой 2021–2022 гг. составила 223 дня, а зимой 2022–2023 гг. 248 дней. Средняя высота составила 23 и 26 см, а максимальная 47 и 78 см соответственно. Однако, важное значение имеет не только высота, но и характер снегонакопления. Например, всю зиму 2022/23 года снега было немного. И только весной 15 апреля высота снежного покрова удвоилась, а 18 апреля достигла 82 см при исходных 27 см. Свежий снег лег на ранее выпавший плотный снег, ставший впоследствии для него поверхностью соскальзывания. В конце апреля началось потепление, 28 апреля среднесуточные температуры воздуха достигли +4,1 и 29 апреля +5,5 °C по АМС Большой Актру. В результате в бассейне Актру произошел сход значительного количества лавин. Крупная лавина, сошедшая 29 апреля в районе полудня на территорию Географической станции Актру Томского государственного университета, показана на рис. 10.

Сумма жидких осадков с мая по август 2022 г. по АМС Большой Актру составила 326 мм. Наибольшая интенсивность осадков была зафиксирована 31 мая и составила 13 мм/сут, 13 июня уже 18 мм/сут и 18 июля она равнялась 16 мм/сут, в августе 10–11 мм/сут. Более полные данные по жидким осадкам имеются на АМС Голубое озеро. Сумма жидких осадков с мая по август 2022 г. составила 360 мм, т.е. на 12 % больше, чем на нижележащей станции. За май–август 2023 г. выпало 308 мм. Наибольшая интенсивность осадков в июне–июле не превышала 18 мм/сут, а в мае и августе 10 мм/сут. Для данной территории нехарактерны ливневые осадки. Максимальная интенсивность выпадения осадков 12,4 мм/ч

зафиксирована 19 июня 2022 г. Летом 2020 и 2023 гг. не превышала 8–9 мм/ч.

Дискуссия

Разница между температурой поверхности и температурой воздуха над поверхностью непосредственно влияет на явные и скрытые поверхностные тепловые потоки, которые в свою очередь оказывают влияние на тепловой и водный баланс [Ouyang et al., 2012]. Изменение температурного режима поверхности ледниковых морен приводит к ускорению протекания склоновых геоморфологических процессов, а также к увеличению их интенсивности. В работе [Hisco et al., 2020] отмечено, что из-за потепления климата, в последние годы существенно выросла интенсивность схода оползней в высокогорье Альп. В Гималаях из-за нарушения устойчивости склонов сход каменных лавин приводит к значительному ущербу экономике и населению региона [Van Wyk de Vries et al., 2022].

Другим следствием повышения температуры является смещение границ растительного покрова в бассейне Актру [Volkov et al., 2021]. Однако в данном случае возникает вопрос о различных факторах, оказывающих влияние на местообитания в горах. Например, в [Волков, 2006] указано, что из-за неоднородности поверхности морен в экспозиционном отношении южный склон морены, обращенный к леднику, как минимум на две-три недели раньше освобождается от снега, что, казалось бы, должно способствовать развитию растений. Но в реальности южная экспозиция и раннее стаивание снега лишь в какой-то мере компенсируют охлаждающее влияние ледника для небольшого количества цветковых растений [Волков, 2006].

Помимо изученных в работе факторов, влияние на разницу в послыйном распределении температуры морен может оказывать степень дробления породы, которой сложены отложения исследуемых участков. Теплопроводность в отложениях снижается в связи с тем, что по мере увеличения дробления горной породы или же увеличения дисперсности в отложениях повышается содержание воздуха, обладающего низкой теплопроводностью.

Важное значение имеет вопрос о критических значениях метеорологических параметров, необходимых для прогнозирования опасных экзогенных процессов с наклонных поверхностей морен. 26 мая 2022 г. в 19:30 местного времени произошёл сход 5 оползней со склона береговой морены ледника Левый Актру (рис. 11). Температура поверхности морены у Голубого озера на глубине 40 см достигла 8 °C. Этому предшествовал двухнедельный период среднесуточных температур воздуха

7,1 °С, что привело к интенсивному снеготаянию и водонасыщению верхних слоев моренных отложений. За полтора часа до события прошел дождь интенсивностью 10 мм за 4 ч.



Рис. 10. Лавина близ Географической станции Актру ТГУ, сошедшая 29 апреля 2023 г.

Fig. 10. Avalanche near the Geographical station Aktru of Tomsk State University, 29 April, 2023



Рис. 11. Сход оползня с береговой морены Левого Актру 26 мая 2022 г.

Fig. 11. Landslide from the lateral moraine of the Levyy Aktru glacier on May 26, 2022

Таким образом, повышение температур в весенне-летний период уже приводит к более раннему сходу снежного покрова с поверхности моренных отложений Актру, а значит к снижению альбедо поверхности и увеличению поглощенной солнечной радиации. В результате наблюдается рост радиационного баланса, способствующий локальному нагреву воздушных масс и еще

большему потеплению. Изучение этих процессов будет продолжено в дальнейшем.

Заключение

Горные регионы являются одними из наиболее чувствительных объектов моделирования будущих

климатических условий, главным образом из-за их пространственной неоднородности и восприимчивости к локальным климатическим подсистемам, на которые влияют орографические особенности.

Проведенные исследования показали, что более активный нагрев поверхности происходит на нижерасположенной морене Большого Актру, как по продолжительности во времени, так и по глубине. На морене Большого Актру инверсии, связанные с тепловыми потоками от поверхности морены в атмосферу, наблюдаются преимущественно с середины сентября по июнь, а на морене у Голубого озера этот период является более коротким и продолжается с октября по март.

Замедление распространения температуры по глубине (увеличение инерции температурного потока) наблюдается в переходных сезонах года. Для двух АМС, расположенных с разницей высот около 400 м, различия данного периода составляют в среднем от двух недель до месяца.

Достоверность влияния жидких осадков на температуру поверхностных отложений 0–40 см морен Актру на данный момент не установлена. При этом количество жидких осадков является одним из важнейших и критических метеорологических параметров, способствующих возникновению экзогенных процессов гравитационного генезиса. Причины появления этих процессов были достаточно хорошо изучены и ранее, однако использование предложенного подхода позволило выполнить количественную оценку данного процесса.

Влияние температуры воздуха на температурный режим отложений в один и тот же сезон, но в разные годы может изменяться. Сильная степень влияния обнаружена для слоев, расположенных на глубине 0 и 10 см во все месяцы 2022 г. за исключением октября. Для слоя 20 см – за исключением апреля, октября и декабря. Среднее и слабое влияние было отмечено в апреле, октябре и декабре. Скорее всего, это обусловлено характером залегания снежного покрова. На АМС Голубое озеро ветровые условия способствуют более сильному выдуванию снега, чем на нижележащей станции. Влияние температуры воздуха на температурный режим отложений в один и тот же сезон, но в разные годы может изменяться из-за различий в радиационном балансе. Последние преимущественно связаны с различиями в характеристиках облачности. Другими возможными причинами могут являться образование в приповерхностных отложениях ледяных прослоек и эффект «растепления» слоя атмосферными осадками.

В исследовании показано, что использование системы термического мониторинга можно применить и для прогноза опасных экзогенных процессов гравитационного генезиса в бассейне Актру.

Для получения практического результата и оповещения заинтересованных лиц необходимо будет реализовать автоматизированный алгоритм обработки поступающей по каналам связи метеоинформации и способ своевременного информирования туристов и альпинистов.

Список источников

- Белова Н.И.** Солнечная радиация в долине р. Актру // Гляциология Алтая. 1965. Вып. 4. С. 172–189.
- Водно-ледниковые** и климатические ресурсы бассейна Актру (Горный Алтай) / А.А. Ерофеев, С.Г. Копысов, Д.А. Вершинин; патентообладатель Томский государственный университет. Свидетельство о регистрации базы данных № 2022623624 от 22.12.2022.
- Волков И.В.** Введение в экологию высокогорных растений : учеб. пособие. 2-е изд., перераб. и доп. Томск : Изд-во ТГПУ, 2006. 415 с.
- Душкин М.А.** Геоморфологический очерк ледникового бассейна Актру // Гляциология Алтая. Томск : Изд-во ТГУ, 1967. Вып. 5. С. 42–65.
- 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
- Кедич А.И., Голосов В.Н., Харченко С.В.** Экзогенные процессы в прогляциальных зонах гор: количественные оценки и их точность // Ученые записки Казанского университета. Серия. Естественные науки. 2022. Т. 164, кн. 1. С. 109–134. doi: 10.26907/2542-064X.2022.1.109-134
- Кураков С.А.** Система автономного мониторинга состояния окружающей среды // Датчики и системы. 2012. № 4. С. 29–32.
- Ледники Актру (Алтай)** / под ред. Д.А. Буракова. Л. : Гидрометеиздат, 1987. 118 с.
- Лупина Н.Х.** Радиационный и тепловой баланс ледниковой и обнаженной поверхностей (по наблюдениям в горно-ледниковом бассейне Актру) // Гляциология Алтая. 1976. Вып. 4. С. 42–52.
- Нарожный Ю.К.** Ресурсная оценка и тенденции изменения ледников в бассейне Актру (Алтай) за последние полтора столетия // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 117–125.
- Ивановский Л.Н., Панычев В.А.** Развитие и возраст конечных морен XVII–XIX вв. ледников Ак-Туру на Алтае // Процессы современного рельефообразования в Сибири. Иркутск, 1978. С. 127–138.
- Окишев П.А.** Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1982. 210 с.
- Распоряжение Правительства РФ** от 31.12.2020 № 3684-р (ред. от 21.04.2022) «Об утверждении Программы фундаментальных научных исследований в Российской Федерации на долгосрочный период (2021–2030 годы)» // СПС «Консультант-Плюс» (дата обращения: 01.11.2023).

- Соломина О.Н.** Лихенометрия морен долины Актру // Ледники и климат Сибири. Томск : Изд-во Томск. ун-та, 1987. С. 100–102.
- Тронов М.В.** Факторы оледенения и развития ледников. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1972. 235 с.
- Beniston M.** Climatic change in mountain regions. A review of possible impacts // *Clim Chang*. 2003. No. 59. P. 5–31.
- Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J. et al.** Permafrost is warming at a global scale // *Nat Commun*. 2019. No. 10. P. 264. doi: 10.1038/s41467-018-08240-4
- Etzelmueller B., Guglielmin M., Hauck C., Hilbich C., Hoelzle M., Isaksen K., et al.** Twenty years of European mountain permafrost dynamics – the PACE legacy // *Environmental Research Letters*. 2020. No. 15 (10). P. 1040–1070. doi: 10.1088/1748-9326/abae9d
- Fischer L., Purves R.S., Huggel C., Noetzli J., Haeblerli W.** On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*. 2012. No. 12. P. 241–254.
- Guo D., Wang H.** CMIP5 permafrost degradation projection: A comparison among different regions // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2016. No. 121 (9). P. 4499–4517. doi: 10.1002/2015jd024108
- Hedding D.W., Erofeev A.A., Hansen C.D., Khon A.V., Abbasov Z.R.** Geomorphological processes and landforms of glacier forelands in the upper Aktru River basin (Gornyi Altai), Russia: evidence for rapid recent retreat and paraglacial adjustment // *Journal of Mountain Science*. 2020. No. 17 (4). P. 824–837.
- Heckmann T., Morche D.** (Eds.) *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes*. Springer, 2019. 367 p. doi: 10.1007/978-3-319-94184-4
- Hicco J.M., Frasca M., Mandrone G., Vacha D., Kurilla L.J.** (2021). Global Warming as a Predisposing Factor for Landslides in Glacial and Periglacial Areas: An Example from Western Alps (Aosta Valley, Italy). In: Vilímek, V., Wang, F., Strom, A., Sassa, K., Bobrowsky, P.T., Takara, K. (eds) *Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk*. WLF 2020. ICL Contribution to Landslide Disaster Risk Reduction. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-60319-9_26
- Marcen M., Cicoira A., Cusicanqui D. et al.** Rock glaciers throughout the French Alps accelerated and destabilised since 1990 as air temperatures increased // *Commun. Earth Environ*. 2021. № 2. P. 81. doi: 10.1038/s43247-021-00150-6
- Narozhniy Yu., Zemtsov V.** Current State of the Altai Glaciers (Russia) and Trends Over the Period of Instrumental Observations 1952–2008 // *AMBIO*. 2011. No. 40. P. 575–588.
- Ouyang B., Che T., Dai L., Wang Z.** Estimating Mean Daily Surface Temperature over the Tibetan Plateau Based on MODIS LST Products // *J. Glaciol. Geocryol*. 2012. No. 34. P. 296–303.
- Osipov E.Y., Osipova O.P.** Surface energy balance of the Sygtyktinsky Glacier, south Eastern Siberia, during the ablation period and its sensitivity to meteorological fluctuations // *Sci. Rep*. 2021. Oct 28. No. 11 (1). P. 21260. doi: 10.1038/s41598-021-00749-x. PMID: 34711925; PMCID: PMC8553739.
- Peng X., Zhang T., Frauenfeld O.W., Wang K., Luo D., Cao B. et al.** (2018). Spatiotemporal changes in active layer thickness under contemporary and projected climate in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*, 31(1), 251–266. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0721.1>
- Ravanel L., Deline P.** Rockfall Hazard in the Mont Blanc Massif Increased by the Current Atmospheric Warming, in: *Engineering Geology for Society and Territory*. Vol. 1 / eds. by G. Lollino, A. Manconi, J. Clague, W. Shan, M. Chiarle. Springer International Publishing, Cham, 2015. P. 425–428. doi: 10.1007/978-3-319-09300-0_81
- SAGA-GIS Module Library Documentation (v2.2.5).** Olaf Conrad. 2010. URL: https://saga-gis.sourceforge.io/saga_tool_doc/2.2.5/ta_lighting_2.html
- Salzmann N., Noetzli J., Hauck C., Gruber S., Hoelzle M., Haeblerli W.** Ground surface temperature scenarios in complex high-mountain topography based on regional climate model results // *J. Geophys. Res*. 2007. No. 112. F02S12. doi: 10.1029/2006JF000527
- Slaymaker O.** Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments // *Quaest. Geogr*. 2011. V. 30, No. 1, P. 85–94. doi: 10.2478/v10117-011-0008-y
- Timoshok E.E., Timoshok E.N., Nikolaeva S.A., Savchuk D.A., Filimonova E.O., Skorokhodov S.N., Bocharov A.Yu.** Monitoring of high altitudinal terrestrial ecosystems in the Altai Mountains // *IOP conf. series: Earth and Environmental Science*. 2016. V. 48. P. 1–9.
- Van Wyk de Vries M., Bhushan S., Jacquemart M., Deschamps-Berger C., Berthier E., Gascoin S., Shean D.E., Shugar D.H., Kääb A.** Pre-collapse motion of the February 2021 Chamoli rock–ice avalanche, Indian Himalaya // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*. 2022. No. 22. P. 3309–3327. doi: 10.5194/nhess-22-3309-2022, 2022
- Volkov I.V., Zemtsov V.A., Erofeev A.A., Babenko A.S., Volkova A.I., Callaghan T.V.** The dynamic land-cover of the Altai Mountains: Perspectives based on past and current environmental and biodiversity changes // *Ambio*. 2021. No. 50. P. 1991–2008. doi: 10.1007/s13280-021-01605-y
- Washburn A.L.** *Geocryology*, John Wiley and Sons. New York, NY, 1980. 406 p.

References

- Belova N.I. Solar radiation in the Aktru river valley [Solnechnaya radiatsiya v doline reki Aktru] // *Glaciology of Altai*. 1965. Issue. 4. C. 172–189.
- Vodno-lednikovyye i klimaticheskiye resursy basseyna Aktru (Gornyy Altay)* [Water-glacier and climatic resources of the Aktru basin (Altai Mountains)] / A.A. Erofeev, S.G. Kopysov, D.A. Vershinin; patent holder Tomsk State University. Database registration certificate No. 2022623624 dated December 22, 2022. In Russian
- Volkov I.V. *Vvedeniye v ekologiyu vysokogornyykh rasteniy: uchebnoye posobiye* [Introduction to the ecology of alpine plants]. Tomsk: Tomsk State Pedagogical University Publishing House. 2006. 415 p. In Russian
- Dushkin M.A. *Geomorfologicheskii ocherk lednikovogo basseyna Aktru* [Geomorphological sketch of the Aktru glacial basin] // *Glaciology of Altai*. Tomsk: TSU Publishing House, 1967. V. 5. pp. 42–65. In Russian
- Erofeev A.A., Kopysov S.G., Garmaeva T.B. Estimation of evaporation in the Aktru mountain-glacial basin based on actual data and GIS-based modeling // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2022. No. 4. pp. 96–108. doi: 10.17223/25421379/25/6. In Russian

- Kedich A.I., Golosov V.N., Kharchenko S.V. *Ekzogennyye protsessy v proglyatsial'nykh zonakh gor: kolichestvennyye otsenki i ikh tochnost'* [Surface processes in mountainous proglacial areas: Quantitative assessments and their accuracy] // *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*, 2022, V. 164, No. 1, pp. 109–134. doi: 10.26907/2542-064X.2022.1.109-134. In Russian
- Kurakov S.A. *Sistema avtonomnogo monitoringa sostoyaniya okruzhayushchey sredy* [Autonomous environmental monitoring system] // *Datchiki i sistemy* [Sensors and systems], 2012. No. 4. pp. 29–32. In Russian
- Ledniki Aktru (Altai)* [Aktru Glaciers (Altai)] / Ed. by D.A. Burakova. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987. 118 p.
- Lupina N.H. *Radiatsionnyy i teplovoy balans lednikovoy i obnazhennoy poverkhnostey (po nablyudeniya v gorno-lednikovom bassejne Aktru)* [Radiation and heat balance of glacial and exposed surfaces (based on observations in the Aktru mountain-glacial basin)] // *Glyatsiologiya Altaya* [Glaciology of Altai]. 1976. Iss. 4. pp. 42–52. In Russian
- Narozhny Yu.K. *Resursnaya otsenka i tendentsii izmeneniya lednikov v bassejne Aktru (Altay) za posledniye poltora stoletiya* [Resource assessment and trends in glacial changes in Aktru basin (Altay) for the last 150 years]. Materials of Glaciological Research Iss. 90. pp. 117–125. In Russian
- Ivanovsky L.N., Panychev V.A. *Razvitiye i vozrast konechnykh moren 17–19 vv. lednikov Ak Turu na Altaye* [Development and age of terminal moraines 17th–19th centuries Aktru glaciers in Altai] // Processes of modern relief formation in Siberia. Irkutsk, 1978. pp. 127–138. In Russian
- Okishev P.A. *Dinamika oledeneniya Altaya v pozdnem pleystotsene i golotsene* [Dynamics of Altai glaciation in the late Pleistocene and Holocene]. Tomsk: Tomsk Publishing House, University, 1982. 210 p. In Russian
- Rasporyazheniye Pravitel'stva RF ot 31.12.2020 N 3684-r (red. ot 21.04.2022) «Ob utverzhdenii Programmy fundamental'nykh nauchnykh issledovaniy v Rossiyskoy Federatsii na dolgosrochnnyy period (2021–2030)»* [Order of the Government of the Russian Federation dated December 31, 2020 N 3684-r (as amended on April 21, 2022) “On approval of the Program of Basic Scientific Research in the Russian Federation for the long-term period (2021–2030)” // SPS ConsultantPlus] // SPS Konsul'tantPlyus (Data of accessed 01.11.2023). In Russian
- Solomina O N. *Likhenometriya moren doliny Aktru* [Lichenometry of moraines in the Aktru Valley] // In: *Ledniki i klimat Sibiri* [Glaciers and climate of Siberia]. Tomsk: Tomsk Publishing House, University, 1987. pp. 100–102. In Russian
- Tronov M.V. *Faktory oledeneniya i razvitiya lednikov* [Factors of glaciation and development of glaciers]. Tomsk: Tomsk University Publishing House, 1972, 235 p. In Russian
- Beniston M. Climatic change in mountain regions. A review of possible impacts. 2003. *Clim Chang* 59: pp. 5–31
- Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J. et al. Permafrost is warming at a global scale. *Nat Commun* 10, 264 2019. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>
- Etzelmüller B., Guglielmin M., Hauck C., Hilbich C., Hoelzle M., Isaksen K., et al. Twenty years of European mountain permafrost dynamics - the PACE legacy. *Environmental Research Letters*, 2020, 15(10), pp. 1040–1070. Available from: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abae9d>
- Fischer L., Purves R.S., Huggel C., Noetzli J., Haeberli W. On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Nat Hazards Earth Syst Sci*. 2012. 12: pp. 241–254.
- Guo D., Wang H. CMIP5 permafrost degradation projection: A comparison among different regions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121(9), pp. 4499–4517. <https://doi.org/10.1002/2015jd024108>
- Hedding D.W., A.A. Erofeev, C.D. Hansen, A.V. Khon, Z.R. Abbasov. Geomorphological processes and landforms of glacier forelands in the upper Aktru River basin (Gornyi Altai), Russia: evidence for rapid recent retreat and paraglacial adjustment. *Journal of Mountain Science*. 2020. 17(4): pp. 824–837.
- Heckmann T., Morche D. (Eds.) *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes*. Springer, 2019. 367 p. doi: 10.1007/978-3-319-94184-4
- Hicco, J.M., Frasca, M., Mandrone, G., Vacha, D., Kurilla, L.J. (2021). Global Warming as a Predisposing Factor for Landslides in Glacial and Periglacial Areas: An Example from Western Alps (Aosta Valley, Italy). In: Vilímek, V., Wang, F., Strom, A., Sassa, K., Bobrowsky, P.T., Takara, K. (eds) *Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk*. WLF 2020. ICL Contribution to Landslide Disaster Risk Reduction. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-60319-9_26
- Marcet M., Cicoira A., Cusicanqui D. et al. Rock glaciers throughout the French Alps accelerated and destabilised since 1990 as air temperatures increased. *Commun Earth Environ* 2, 81. 2021. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00150-6>
- Narozhnyi Yu., Zemtsov V. Current State of the Altai Glaciers (Russia) and Trends Over the Period of Instrumental Observations 1952–2008. *AMBIO* 2011. 40: pp. 575–588.
- Ouyang B., Che T., Dai L., Wang Z. Estimating Mean Daily Surface Temperature over the Tibetan Plateau Based on MODIS LST Products. *J. Glaciol. Geocryol.* 2012, 34. pp. 296–303
- Osipov E.Y., Osipova O.P. Surface energy balance of the Sygdytinsky Glacier, south Eastern Siberia, during the ablation period and its sensitivity to meteorological fluctuations. *Sci Rep*. 2021 Oct 28;11(1):21260. doi: 10.1038/s41598-021-00749-x. PMID: 34711925; PMCID: PMC8553739.
- Peng, X., Zhang, T., Frauenfeld, O.W., Wang, K., Luo, D., Cao, B., et al. (2018). Spatiotemporal changes in active layer thickness under contemporary and projected climate in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*, 31(1), 251–266. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0721.1>
- Ravanel L., Deline P. Rockfall Hazard in the Mont Blanc Massif Increased by the Current Atmospheric Warming, in: *Engineering Geology for Society and Territory – Volume 1*, edited by: Lollino, G., Manconi, A., Clague, J., Shan, W., and Chiarle, M., Springer International Publishing, Cham, 2015. pp. 425–428, https://doi.org/10.1007/978-3-319-09300-0_81.
- SAGA-GIS Module Library Documentation (v2.2.5). Olaf Conrad. 2010. URL: https://saga-gis.sourceforge.io/saga_tool_doc/2.2.5/ta_lighting_2.html
- Salzmänn N., Noetzli J., Hauck C., Gruber S., Hoelzle M., Haeberli W. Ground surface temperature scenarios in complex high-mountain topography based on regional climate model results, *J. Geophys. Res.*, 2007, 112, F02S12, doi:10.1029/2006JF000527.
- Slaymaker O. Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. *Quaest. Geogr.*, 2011, V. 30, No. 1, pp. 85–94. doi: 10.2478/v10117-011-0008-y.

Timoshok E.E., Timoshok E.N., Nikolaeva S.A., Savchuk D.A., Filimonova E.O., Skorokhodov S.N., Bocharov A.Yu. Monitoring of high altitudinal terrestrial ecosystems in the Altai Mountains // IOP conf. series: Earth and Environmental Science. 2016. V. 48. pp. 1–9.

Van Wyk de Vries M., Bhushan S., Jacquemart M., Deschamps-Berger C., Berthier E., Gascoin S., Shean D.E., Shugar D.H., Kääb A.: Pre-collapse motion of the February 2021 Chamoli rock–ice avalanche, Indian Himalaya, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 2022, 22, 3309–3327, <https://doi.org/10.5194/nhess-22-3309-2022>, 2022.

Volkov I.V., Zemtsov V.A., Erofeev A.A., Babenko A.S., Volkova A.I., Callaghan T.V. The dynamic land-cover of the Altai Mountains: Perspectives based on past and current environmental and biodiversity changes. Ambio, 2021, 50, 1991–2008, DOI: 10.1007/s13280-021-01605-y.

Washburn A.L. Geocryology, John Wiley and Sons, New York, NY, 1980, 406 p.

Информация об авторах:

Ерофеев А.А., доцент, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: erofeew@yandex.ru

Копысов С.Г., 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

Рожин В.Е., аспирант, геолого-географический факультет, кафедра географии, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: vadimroz@mail.ru

Вклад авторов:

Ерофеев А.А. – организация исследования, сбор и обработка рядов метеорологических наблюдений, участие в полевых работах, общее оформление статьи.

Копысов С.Г. – проведение расчетов радиационного баланса, организация метеорологического мониторинга, участие в полевых работах.

Рожин В.Е. – обработка данных с АМС, создание температурных карт, статистический анализ.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the 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 (IMCES) of Siberian Branch Russian Academy of Science, Tomsk, Russia; Associate Professor, Department of Hydrology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: wosypok@mail.ru

Rozhin V.E., graduate student, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: vadimroz@mail.ru

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.

Erofeev A.A. – organization of research, collection and processing of meteorological observations, participation in fieldwork, general design of the article.

Kopysov S.G. – carrying out radiation balance calculations, organizing meteorological monitoring, participating in fieldwork.

Rozhin V.E. – data processing from AWS, creation of temperature maps, statistical analysis.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 24.09.2023; одобрена после рецензирования 30.11.2023; принята к публикации 05.12.2023

The article was submitted 24.09.2023; approved after reviewing 30.11.2023; accepted for publication 05.12.2023

Научная статья

УДК 551.586

doi: 10.17223/25421379/29/9

ИНДЕКСЫ КОМФОРТНОСТИ КЛИМАТА В ПЕРМИ И ГОРОДАХ-МИЛЛИОННИКАХ СИБИРИ ЗА 1991–2020 гг.

Николай Александрович Калинин¹, Андрей Леонидович Ветров²



^{1,2} Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

¹ Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь, Россия

¹ kalinin@psu.ru

² vetrov@psu.ru

Аннотация. Рассматриваются особенности биоклимата Перми и городов-миллионников Сибири за период 1991–2020 гг. с использованием наиболее популярных биоклиматических индексов, таких как эффективная температура, эквивалентно-эффективная температура и индекс жесткости погоды по Бодману. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в среднем благодаря потеплению климата и локальному росту температуры внутри городской застройки комфортность погодно-климатических условий для человека во всех городах выросла.

Ключевые слова: биоклимат, биоклиматические индексы, комфортные условия

Источник финансирования: исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-61-00098.

Для цитирования: Калинин Н.А., Ветров А.Л. Индексы комфортности климата в Перми и городах-миллионниках Сибири за 1991–2020 гг. // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 132–142. doi: 10.17223/25421379/29/9

Original article

doi: 10.17223/25421379/29/9

CLIMATE COMFORT INDICES IN PERM AND SIBERIAN MILLIONAIRE CITIES SINCE 1991–2020

Nikolay A. Kalinin¹, Andrey L. Vetrov²

^{1,2} Perm State University, Perm, Russia

¹ Institute of Continuous Media Mechanics UB RAS, Perm, Russia

¹ kalinin@psu.ru

² vetrov@psu.ru

Abstract. Global climate warming is especially rapid in high latitudes and northern Eurasia. An important characteristic of the city is the comfort of staying outdoors for a long time. The features of the bioclimate of Perm and Siberian cities (Omsk, Novosibirsk, and Krasnoyarsk) in 1991–2020 are considered using known bioclimatic indices – effective temperature, equivalent-effective temperature, and Bodman weather severity index. They are located on large rivers and have developed industry. It was found that the average annual effective temperature varies from 2.6 to 3.4 °C; the average annual equivalent-effective temperature varies from -5.9 to -8.4 °C. Novosibirsk has slightly more severe conditions for all indicators due to the severity of the winter weather. The average annual effective temperature in Perm in July is 17.5 °C, while in Omsk, Novosibirsk, and Krasnoyarsk it exceeds 18.0 °C. These are quite comfortable conditions for long periods of time outdoors. Higher comfort in Siberian cities is due to the geographical latitude of the territory, which contributes to greater insolation. The results indicate that, on average, as a result of climate warming and local temperature increases inside urban areas, weather and microclimate comfort have increased in all cities. The equivalent effective temperature in Perm has increased the least over the last thirty years compared to other cities. Against the background of the growth in global air temperature and local temperature within the urban area, a decrease in winter severity is observed in the cities under study. The rate of decrease in severity in Siberian cities is higher than in Perm. In Perm, Omsk, and Novosibirsk, the greatest decrease in weather severity over the last thirty years occurs in December and February; in Krasnoyarsk – in November and December. In Novosibirsk and Perm, the severity increases due to the impact of wind at low winter air temperatures, while in Krasnoyarsk, where the climate is more continental, the increase in severity is noticeably influenced by the unfrozen part of the Yenisei River. In Omsk, low temperatures are combined with low wind speeds and low relative humidity. In Perm, it is required to focus on solving the problem of wind cold effects, while in Krasnoyarsk it is necessary to consider the possibilities reducing the humidity of frosty air. The considered cities cover an area of several hundred square kilometers in rugged terrain with elevation differences of 100 m for Perm and 200 m for Krasnoyarsk. Large rivers within the city limits also contribute to thermal heterogeneity. All this requires additional study of the processes of the formation of thermal and aeration regimes in the city districts with different buildings. The use of high-resolution numerical models of the atmosphere in combination with simulation of

processes in laboratory conditions will allow solving the problem of urban climatology and finding optimal design solutions and construction technologies to create comfortable conditions for human habitation.

Keywords: *climate change, biometeorological indices, bioclimatic comfort level*

Source of financing: the study was supported by grant No. 22-61-00098 of the Russian Science Foundation.

For citation: Kalinin N.A., Vetrov A.L. (2023) Climate comfort indices in Perm and Siberian millionaire cities since 1991–2020. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 132–142. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/29/9

Введение

Современные изменения климата оказывают большое влияние на различные отрасли экономики, а также на самочувствие человека [Исаев, 2001; Калинин и др., 2005; Сухова, 2009; Виноградова, 2012; Ермакова, Ермакова, 2012; Ткачук, 2012]. Величина и характер изменений метеорологических величин влияют на заболеваемость и смертность через патологии сердечно-сосудистой и дыхательной систем, а также оказывают влияние на психическое состояние человека. Кроме того, они определяют возможность и допустимое время нахождения человека на открытом воздухе, что особенно важно для строительной отрасли, а также рекреации [Арнольди, 1962; Бокша, Богуцкий, 1980; Русанов, 1981; Григорьева, Христоворова, 2004; Андреев, 2005; Худалова, 2014; Шартова и др., 2018; Севастьянов и др., 2019, 2020; Логинов, Хитриков, 2021].

Основными метеорологическими показателями комфортности погоды и климата для человека являются температура и влажность воздуха, скорость ветра, атмосферные осадки и давление. Характеристика комфортности дается на основе специальных параметров – биоклиматических индексов. В данной работе рассмотрены наиболее распространенные биоклиматические индексы, такие как эффективная температура, эквивалентно-эффективная температура и индекс жесткости погоды по Бодману, которые широко используются в России и странах СНГ [Головина, Трубина, 1997; Исаева, Переведенцев, 2010; Трубина и др., 2010; Шкляев и др., 2010; Добрынина и др., 2013; Емелина и др., 2014; Ермакова и др., 2016; Переведенцев, Шумихина, 2016; Perevedentsev et al., 2016; Андрюшин и др., 2019; Кузякина, Гура, 2020; Парфенова, Переведенцев, 2022; Рахманов и др., 2022].

Цель данного исследования – выявить особенности биоклимата Перми и сибирских городов с населением более одного миллиона человек с использованием температурно-влажностного (эффективная температура), температурно-влажностно-ветрового (эквивалентно-эффективная температура) и температурно-ветрового (жесткость погоды по Бодману) биоклиматических индексов за 1991–2020 гг. Анализ изменений этих индексов во

времени является достаточно репрезентативной характеристикой изменений степени комфортности климата и погодных условий в данных городах-миллионниках в период современного потепления климата. Существенная общая физико-географическая черта выбранных городов – крупная река. Реки в Перми, Новосибирске и Красноярске находятся под регулирующим воздействием плотин гидроэлектростанций, что формирует зимнюю полынью в нижнем бьефе. Только р. Иртыш в Омске не перегорожена плотиной.

Районирование территории России по степени комфортности/дискомфортности окружающей среды показало, что Пермь, Омск, Новосибирск и Красноярск по природным условиям жизни населения находятся в разных зонах – от «благоприятной» (Омск) и «условно благоприятной» (Пермь) до «условно неблагоприятной» (Красноярск и Новосибирск) [Виноградова и др., 2008], поэтому данный анализ позволяет сравнить изменения степени комфортности в разных зонах.

Материалы и методы исследований

В качестве исходной информации использовались срочные, среднесуточные и среднеемесячные данные по температуре воздуха, относительной влажности и скорости ветра на метеорологических станциях Пермь, Омск, Новосибирск (Огурцово) и Красноярск (опытное поле) Росгидромета за 1991–2020 гг. [AISORI-M.METEO.RU, 2022].

Метеостанция Пермь находится на восточной окраине г. Перми. Местность представляет собой возвышенную волнисто-вогнутую равнину со средними высотами 100–200 м. Особенностью рельефа является сильная расчлененность речной сетью. Метеоплощадка расположена на высоте 171 м н. ур. м. на левом берегу р. Кама у склона к оврагу р. Малая Ива. Расстояние от метеостанции Пермь до р. Кама составляет 5,3 км.

Метеостанция Омск находится на северной окраине города в 3 км от р. Иртыш на высоте 122 м н. ур. м. Местность равнинная в окружении распаханых полей.

Метеостанция Новосибирск (Огурцово) находится на юго-западной окраине Новосибирска в

равнинной местности при удаленности от р. Обь на расстоянии 4,5 км. Высота места 131 м.

Метеостанция Красноярск (опытное поле) расположена в центре поселка плодово-ягодной станции, в 8 км к западу от г. Красноярска, в лесостепной зоне, в крупнохолмистой, сильно пересеченной местности. Метеоплощадка расположена на высоте 277 м н. ур. м. на левом берегу р. Енисей. Расстояние от метеостанции Красноярск (опытное поле) до р. Енисей составляет 6 км. В 4–5 км к западу от станции протекает небольшая речка Кача. По правому берегу р. Енисей тянется гряда холмов, переходящих в горы высотой 600 м, на левом берегу р. Кача холмы имеют высоту 100–200 м.

Абсолютные экстремумы температуры воздуха в исследуемых городах приведены в табл. 1. Все

станции входят в состав реперной климатической сети Росгидромета.

Приведем основные сведения по выбранным биоклиматическим индексам.

1. Эффективная температура ($ЭТ$), которая характеризует эффект воздействия на человека температуры и влажности воздуха. Опытным путем установлен ряд сочетаний температуры и влажности воздуха, при которых эффект теплоотдачи и теплоощущения будет одинаковым (табл. 2) [Исаев, 2001].

Согласно табл. 2, неподвижный воздух с влажностью $f=50\%$ при температуре $20,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ будет таким же образом влиять на теплоотдачу и теплоощущение, как и насыщенный (при $f=100\%$) воздух с температурой $17,8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Таблица 1

**Абсолютные экстремумы температуры воздуха
в Перми, Омске, Новосибирске и Красноярске**

Table 1

Absolute extremes of air temperature in Perm, Omsk, Novosibirsk and Krasnoyarsk

Город	Широта места, °	Абсолютный максимум, °C	Абсолютный минимум, °C
Пермь	58	37,2 (07.08.1936)	–47,1 (31.12.1978)
Омск	55	40,4 (18.07.1940)	–45,5 (03.02.1931)
Новосибирск	55	41,1 (12.07.2014)	–51,1 (09.01.1915)
Красноярск	56	36,4 (21.07.2002)	–52,8 (08.01.1931)

Таблица 2

**Сочетания $T\text{ }(^{\circ}\text{C})$ и $f\text{ }(\%)$, при которых наблюдается одинаковый эффект теплоощущения
в неподвижном воздухе**

Table 2

Combinations of $T\text{ }(^{\circ}\text{C})$ and $f\text{ }(\%)$ at which the same effect of heat sensation in still air

T	17,8	18,9	20,1	20,7	21,7	22,3	23,2
f	100	80	60	50	40	30	20

Модель эффективной температуры объединяет физиологические факторы тела и кожного покрова, физические особенности одежды и воздушного слоя, находящегося в непосредственной близости к телу, а также метеорологические факторы окружающей среды. Сопrotивляемость организма окружающей среде зависит от физических особенностей человека, поэтому модель разработана для «среднего» человека, т.е. взрослого человека средней комплекции, одетого по погоде и идущего в тени. Понятие «эффективная температура» впервые было введено А. Миссенардом и рассчитывается по следующей формуле [Missenard, 1937]:

$$ЭТ = t - 0,4(t - 10)(1 - f/100), \quad (1)$$

где t – температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$; f – относительная влажность воздуха, %.

Из формулы (1) следует, что при температуре воздуха ниже $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ сухой воздух кажется теплее, чем влажный, а при температуре выше $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, наоборот, холоднее.

Эффективная температура получила широкое распространение в практике оценок тепловых нагрузок, а также комфортности (дискомфортности) окружающей среды. Категории тепловых нагрузок и теплоощущения оцениваются по $ЭТ$ в зависимости от сезона года [Исаев, 2001]. Для широтной зоны, в которой находятся Пермь, Омск, Новосибирск и Красноярск, градации комфорта можно определить из табл. 3–4 [Ткачук, 2012].

Таблица 3

Категории тепловых нагрузок и теплоощущения для теплого сезона по ЭТ

Table 3

Categories of heat loads and heat sensation for the warm season by ET

Характеристика	ЭТ, °С			
	>31	25...30	18...24	0...17
Теплоощущение Тепловая нагрузка	Очень жарко сильная	жарко умеренная	тепло комфортно	прохладно комфортно

Таблица 4

Категории тепловых нагрузок и теплоощущения для холодного сезона по ЭТ

Table 4

Categories of heat loads and heat sensation for the cold season by ET

Характеристика	ЭТ, °С		
	0...-10	-20...-11	<-21,0
Теплоощущение Тепловая нагрузка	Холодно Умеренная	Очень холодно Сильная угроза обмороживания	Крайне холодно Очень сильная

2. Эквивалентно-эффективная температура (ЭЭТ) является более полной биоклиматической характеристикой по сравнению с ЭТ, поскольку учитывает влияние ветра. В подвижном воздухе усиливается теплоотдача с поверхности тела, поэтому изменяется и теплоощущение. При этом возможны самые разные сочетания температуры и относительной влажности воздуха, а также ветра, при которых степень теплоощущения будет одинакова и соответствовать теплоощущениям в случае насыщенного водяного пара ($f=100\%$) и отсутствии ветра ($V=0$).

В данной работе для расчета ЭЭТ использовалась формула А. Миссенарда [Missenard, 1937]:

$$ЭЭТ = 37 - \frac{37-t}{0,68-0,0014f+\frac{1}{1,76+1,4V^{0,75}}} - 0,29t(1-f/100), \quad (2)$$

где t – температура воздуха, °С; f – относительная влажность воздуха, %; V – скорость ветра, м/с.

Для широтной зоны, в которой находятся исследуемые города, градации комфорта по значениям ЭЭТ можно определить из табл. 5–6 [Ткачук, 2012].

3. Индекс жесткости погоды по Бодману, который рассчитывается по следующей формуле [Исаев, 2001]:

$$S = (1 - 0,04t)(1 + 0,27V), \quad (3)$$

где S – индекс суровости, баллы; t – температура воздуха, °С; V – скорость ветра, м/с.

Таблица 5

Категории тепловых нагрузок и теплоощущения для теплого сезона по ЭЭТ

Table 5

Heat Loads and Heat Sense Categories for the Warm Season by EET

Характеристика	ЭТ, °С			
	>30	24...29	17...23	0...16
Теплоощущение Тепловая нагрузка	Очень жарко Сильная	Жарко Умеренная	Тепло Комфортно	Прохладно Комфортно

Таблица 6

Категории тепловых нагрузок и теплоощущения для холодного сезона по ЭЭТ

Table 6

Categories of heat loads and heat sensation for the cold season by EET

Характеристика	ЭТ, °С		
	0...-11	-21...-12	<-22,0
Теплоощущение Тепловая нагрузка	Холодно Умеренная	Очень холодно Сильная угроза обмороживания	Крайне холодно Очень сильная

Таблица 7

Оценка суровости зимы

Table 7

Assessing the severity of winter

<i>S</i>	<1	1...2	2,1...3	3,1...4	4,1...5	5,1...6	>6
Характеристика суровости зимы	Несуровая, мягкая	Мало суровая	Умеренно суровая	Суровая	Очень суровая	Жестко суровая	Крайне суровая

Индекс Бодмана является наиболее употребительным индексом холодного стресса и используется для оценки суровости зимы (табл. 7).

Результаты и обсуждение

Среднегодовые многолетние значения показателей комфортности указывают на ожидаемую схожесть биоклиматических условий во всех городах. Так, в Перми $ЭТ = 3,4$ °C, $ЭЭТ = -6,1$ °C, в Красноярске, соответственно, 2,9 и $-5,9$ °C.

Близкие к этим данным значения $ЭТ$ и $ЭЭТ$ в Омске. Новосибирск имеет чуть более суровые условия по всем индексам за счет суровости зимней погоды (табл. 8, 9).

Многолетнее значение эффективной температуры в июле в Перми составляет $17,5$ °C, в Омске, Новосибирске, Красноярске – более $18,0$ °C. Это вполне комфортные условия для нахождения на улице длительное время. Более высокая комфортность в сибирских городах обусловлена географической широтой местности, способствующей наличию большей инсоляции. В холодный период года погода меняется на суровую и крайне неблагоприятную для уличных прогулок. Хуже всего ситуация складывается в январе: в Перми $-10,9$ °C, в Красноярске $-13,0$ °C, в Омске и Новосибирске $-14,7$ °C (табл. 8). Такая разница может быть обусловлена более высокой степенью континентальности климата в Восточной и Западной Сибири по сравнению со Средним Уралом.

Таблица 8

Среднемесячные и среднегодовые значения $ЭТ$ (числитель) и $ЭЭТ$ (знаменатель) за 1991–2020 гг.

Table 8

Monthly and annual averages of ET (numerator) and EET (denominator) of 1991-2020

Город	Месяц												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Пермь	<u>-10,9</u>	<u>-9,5</u>	<u>-2,4</u>	<u>4,8</u>	<u>11,3</u>	<u>15,3</u>	<u>17,5</u>	<u>15,0</u>	<u>10,0</u>	<u>3,7</u>	<u>-4,2</u>	<u>-9,3</u>	<u>3,4</u>
	-25,4	-23,3	-14,4	-4,3	4,6	10,1	13,3	9,9	3,0	-6,4	-16,6	-23,4	-6,1
	<u>-14,7</u>	<u>-12,4</u>	<u>-5,0</u>	<u>5,4</u>	<u>12,4</u>	<u>16,7</u>	<u>18,2</u>	<u>16,1</u>	<u>10,5</u>	<u>4,4</u>	<u>-5,6</u>	<u>-12,1</u>	<u>2,8</u>
Омск	<u>-28,8</u>	<u>-26,1</u>	<u>-17,5</u>	<u>-3,9</u>	<u>6,0</u>	<u>12,0</u>	<u>13,8</u>	<u>11,3</u>	<u>4,1</u>	<u>-4,5</u>	<u>-18,1</u>	<u>-26,1</u>	<u>-6,5</u>
	-32,4	-28,9	-19,2	-5,8	4,0	11,2	13,8	10,7	2,6	-6,8	-20,6	-29,4	-8,4
	<u>-14,7</u>	<u>-12,3</u>	<u>-5,1</u>	<u>4,5</u>	<u>11,5</u>	<u>16,5</u>	<u>18,4</u>	<u>16,1</u>	<u>10,3</u>	<u>4,0</u>	<u>-5,6</u>	<u>-12,0</u>	<u>2,6</u>
Новосибирск	<u>-32,4</u>	<u>-28,9</u>	<u>-19,2</u>	<u>-5,8</u>	<u>4,0</u>	<u>11,2</u>	<u>13,8</u>	<u>10,7</u>	<u>2,6</u>	<u>-6,8</u>	<u>-20,6</u>	<u>-29,4</u>	<u>-8,4</u>
	<u>-13,0</u>	<u>-9,8</u>	<u>-2,9</u>	<u>4,4</u>	<u>10,3</u>	<u>15,9</u>	<u>18,0</u>	<u>15,5</u>	<u>9,2</u>	<u>3,1</u>	<u>-5,6</u>	<u>-10,9</u>	<u>2,9</u>
	-26,1	-22,2	-13,6	-4,6	3,6	11,4	14,5	11,1	2,5	-6,1	-17,4	-24,0	-5,9
Красноярск	<u>-26,1</u>	<u>-22,2</u>	<u>-13,6</u>	<u>-4,6</u>	<u>3,6</u>	<u>11,4</u>	<u>14,5</u>	<u>11,1</u>	<u>2,5</u>	<u>-6,1</u>	<u>-17,4</u>	<u>-24,0</u>	<u>-5,9</u>
	-26,1	-22,2	-13,6	-4,6	3,6	11,4	14,5	11,1	2,5	-6,1	-17,4	-24,0	-5,9
	<u>-26,1</u>	<u>-22,2</u>	<u>-13,6</u>	<u>-4,6</u>	<u>3,6</u>	<u>11,4</u>	<u>14,5</u>	<u>11,1</u>	<u>2,5</u>	<u>-6,1</u>	<u>-17,4</u>	<u>-24,0</u>	<u>-5,9</u>

Таблица 9

Среднемесячные и средние за холодный период значения индекса Бодмана за 1991–2020 гг.

Table 9

Monthly and winter averages of the Bodman Index of 1991-2020

Город	Месяц					Холодный период
	11	12	1	2	3	
Пермь	2,0	2,4	2,5	2,4	2,0	2,3
Омск	2,1	2,5	2,6	2,5	2,1	2,4
Новосибирск	2,5	3,0	3,2	2,9	2,4	2,8
Красноярск	2,1	2,5	2,6	2,3	1,9	2,3

В годовом ходе эквивалентно-эффективной температуры периоды максимально комфортной и максимально суровой погоды те же. По зимней суровости лидирует Новосибирск с январской ЭЭТ $-32,4^{\circ}\text{C}$ (табл. 8).

Глобальное потепление климата совместно с увеличением интенсивности и площади городского острова тепла улучшили условия комфортности: среднегодовая ЭТ за 30 лет в Перми выросла с $2,9$ до $4,0^{\circ}\text{C}$ (коэффициент наклона линейного тренда (КНЛТ) составил $0,4^{\circ}\text{C}/10$ лет), в Красноярске – с $2,6$ до $3,1^{\circ}\text{C}$ (КНЛТ составил $0,2^{\circ}\text{C}/10$ лет), в Новосибирске КНЛТ аналогичный, а в Омске промежуточное по величине значение составило $0,3^{\circ}\text{C}/10$ лет (рис. 1).

Эквивалентно-эффективная температура в Перми увеличилась меньше всего по сравнению с другими городами: с $-6,7$ до $-5,4^{\circ}\text{C}$ (КНЛТ составил $0,4^{\circ}\text{C}/10$ лет), в Красноярске с $-7,1$ до $-4,7^{\circ}\text{C}$ (КНЛТ достиг $0,8^{\circ}\text{C}/10$ лет), в Омске КНЛТ аналогичен красноярскому. В Новосибирске КНЛТ промежуточной по величине со значением $0,7^{\circ}\text{C}/10$ лет (рис. 2).

Если эти тенденции оценивать по десятилетним временным отрезкам, то рост комфортности в Красноярске выглядит следующим образом: в первое десятилетие (1991–2000 гг.) среднее значение ЭЭТ составило $-6,6^{\circ}\text{C}$, во второе десятилетие (2001–2010 гг.) $-6,4^{\circ}\text{C}$, в заключительное (2011–2020 гг.) – $-4,7^{\circ}\text{C}$. Комфортность в Новосибирске меняется схожими темпами: $-9,2$; $-8,4$ и $-7,6^{\circ}\text{C}$ соответственно. В Перми изменение комфортности в рамках данных временных интервалов происходило медленнее и составило соответственно $-6,5$; $-6,0$ и $-5,7^{\circ}\text{C}$. Омск имеет существенные отличия в ходе потепления за десятилетние интервалы: с первого на второй происходит рост от $-7,6$ до $-5,9^{\circ}\text{C}$, а на третьем стабилизация (ЭЭТ = $-6,0^{\circ}\text{C}$).

Поскольку во всех городах складываются некомфортные условия для прогулок в холодный период года, представляет интерес изучение особенностей динамики изменения индекса Бодмана по десятилетиям (рис. 3).

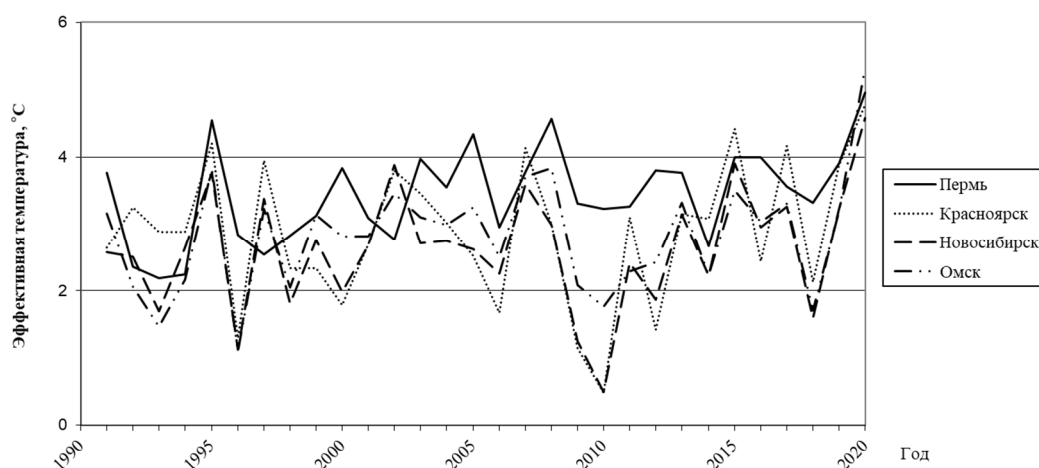


Рис. 1. Временной ход среднегодовых значений ЭТ ($^{\circ}\text{C}$) за период 1991–2020 гг.

Fig. 1. Temporal course of mean annual ET values ($^{\circ}\text{C}$) of 1991–2020

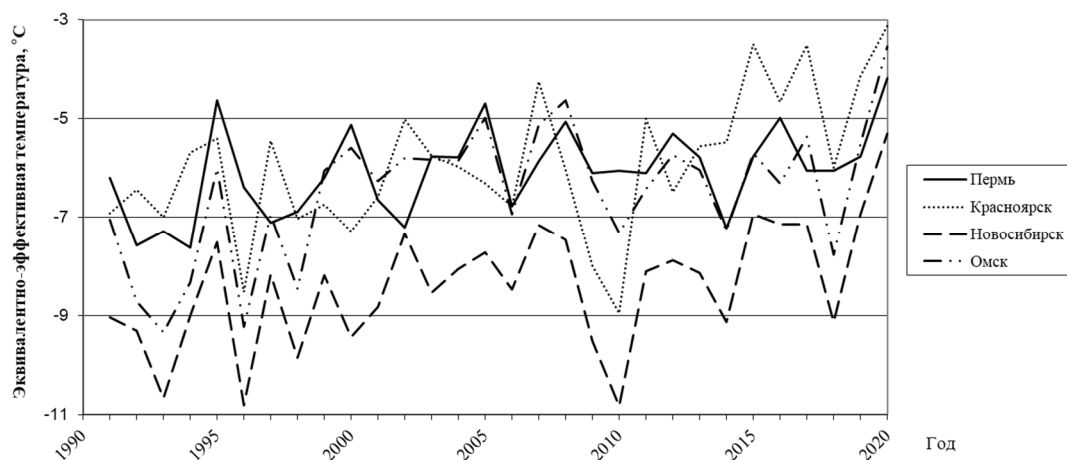


Рис. 2. Временной ход среднегодовых значений ЭЭТ ($^{\circ}\text{C}$) за период 1991–2020 гг.

Fig. 2. Temporal course of mean annual EET values ($^{\circ}\text{C}$) of 1991–2020

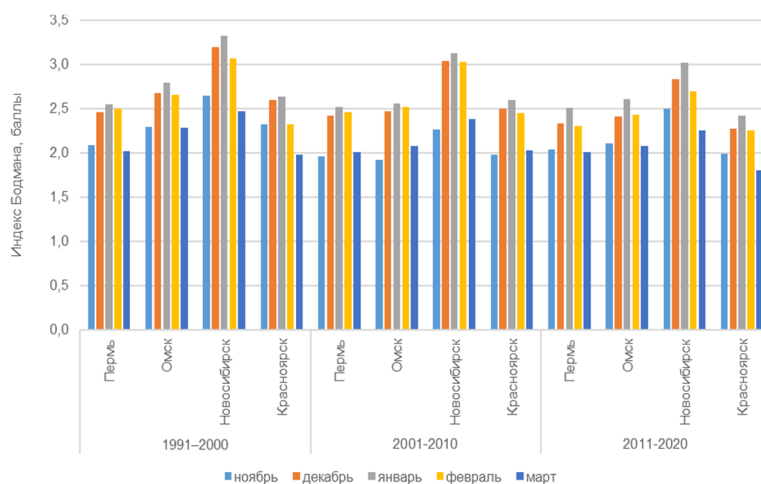


Рис. 3. Индексы Бодмана в Перми, Омске, Новосибирске и Красноярске по десятилетиям

Fig. 3. Bodman indices in Perm, Omsk, Novosibirsk and Krasnoyarsk by decades

Во все десятилетия наиболее суровые условия проживания во всех исследуемых городах отмечались в январе, а вот пальму первенства по максимальной комфортности в рассматриваемый холодный промежуток времени разделили между собой март (первое и третье десятилетия) и ноябрь (второе десятилетие). Причем эта особенность характерна для всех рассматриваемых городов, что указывает не только на преобладание глобальных факторов в формировании погодных условий в исследуемый период (1991–2020 гг.), но и на похожесть особенностей расположения данных городов-миллионников, в частности, влияния на их климатический режим крупных рек. Среднее значение суровости зимы по десятилетиям в Перми меняется от 2,3 до 2,2 балла. В остальных городах суровость зим уменьшается быстрее: в Омске, Новосибирске и Красноярске эти интервалы составляют соответственно 2,5–2,3; 2,9–2,7 и 2,4–2,2 балла. Причем Новосибирск в декабре, январе и феврале в первые два десятилетия находился в градации «суровая зима», а в третьем десятилетии в данные месяцы перешел в градацию «умеренно суровая зима» (см. рис. 3, табл. 7). В остальные месяцы Новосибирск, как и все другие города, сохранялся преимущественно в градации «умеренно суровая зима».

Изменения индекса Бодмана по десятилетиям не одинаковы в разные месяцы. В Перми менее морозно становится в декабре и феврале (–0,2 балла), однако степень суровости холодного периода в январе и марте не меняется, а в ноябре в последнее десятилетие (2011–2020 гг.) стало даже немного холоднее (+0,1 балла), чем десятилетием раньше. Аналогичная ситуация наблюдалась в Омске, где во все месяцы суровость холодного периода уменьшалась

(максимально в декабре и феврале до –0,3 балла), а ноябрь последнего десятилетия из категории «мало суровая зима» предыдущего (2001–2010 гг.) десятилетнего периода (индекс Бодмана 1,9 балла) вновь перешел в категорию «умеренно суровая зима». В Новосибирске и Красноярске наблюдалось устойчивое уменьшение суровости зимы во все месяцы холодного периода, а интенсивнее всего – в декабре и феврале (Новосибирск, –0,4 балла), в ноябре и декабре (Красноярск, –0,3 балла) (рис. 3).

При детальном анализе случаев зимней суровости обнаруживается, что абсолютные минимумы температуры воздуха в году во всех городах сочетаются со штилевыми условиями или слабой скоростью ветра (до 3 м/с), которая усиливает суровость погоды. Причем минимальная температура в Омске сочетается с наиболее низкими значениями относительной влажности (56–68 %) по сравнению с другими городами. В Красноярске эта физическая величина самая большая: 75–78 %, что можно объяснить воздействием плотины Красноярской ГЭС на ледовый режим Енисея. В зимний период в результате поступления относительно теплой воды из глубоководного Красноярского водохранилища в нижнем бьефе образуется полынья. В результате нарастания суммы отрицательной температуры воздуха в течение зимы длина полыньи сокращается и в середине февраля становится минимальной. По мере ослабления морозов кромка ледостава начинает удаляться от плотины, а длина полыньи увеличивается. В наиболее суровые зимы минимальная длина полыньи составляет 60 км, тогда как в самые теплые зимы она достигает 300 км [Бураков и др., 2008]. Большой перепад между температурой воды в Енисее и температурой морозного воздуха

способствует интенсивному испарению и увлажняет воздух в долине реки, в результате чего относительная влажность в городской среде Красноярска быстро увеличивается, что усиливает суровость погоды.

Отдельно следует отметить, что экстремальная скорость ветра в холодный период года за последнюю исследуемую пятилетку (2016–2020 гг.) в Перми, Новосибирске и Красноярске примерно одинакова:

8–9 м/с (табл. 10). В эти дни понижение ЭЭТ в Перми достигло $-21,4^{\circ}\text{C}$, Новосибирске $-28,3^{\circ}\text{C}$ (за счет высокой относительной влажности), Красноярске $-31,5^{\circ}\text{C}$ (за счет низкой температуры воздуха) (табл. 10). В Омске в холодный период года скорости ветра не превышали умеренные (до 6 м/с), которые в сочетании с низкой относительной влажностью приблизили комфортность климата к уральским условиям.

Таблица 10

Метеорологические условия для даты с максимальной средней скоростью ветра при отрицательной температуре (2016–2020 гг.)

Table 10

Meteorological conditions for the date with maximum average wind speed at subzero temperatures (2016–2020)

Дата	Город	$t, ^{\circ}\text{C}$	$f, \%$	$V, \text{м/с}$	ЭЭТ, $^{\circ}\text{C}$
5 февраля 2018 г.	Пермь	$-4,7$	65	8	$-21,4$
7 марта 2016 г.	Омск	$-11,3$	58	6	$-26,4$
1 января 2020 г.	Новосибирск	$-7,8$	86	8	$-28,3$
8 марта 2020 г.	Красноярск	$-12,4$	60	9	$-31,5$

Заключение

На основе исследования биоклиматических индексов комфортности климата в Перми и городах-миллионниках Сибири за 1991–2020 гг. можно сделать следующие выводы:

1. На фоне роста глобальной температуры воздуха и локального роста температуры внутри городской застройки в исследуемых городах наблюдается ослабление суровости зимних условий. Скорость снижения суровости в сибирских городах больше, чем в Перми. Так в Перми, Омске и Новосибирске наибольшее снижение суровости погоды за последние тридцать лет происходит в декабре и феврале: $-0,2$; $-0,3$ и $-0,4$ балла по индексу Бодмана соответственно, а в Красноярске – в ноябре и декабре ($-0,3$ балла).

2. Изменения индекса Бодмана по десятилетиям не одинаковы в разные месяцы. В Перми степень суровости холодного периода в январе и марте не меняется, а в ноябре в последнее десятилетие (2011–2020 гг.) стало даже немного холоднее ($+0,1$ балла), чем десятилетием раньше. Аналогичная ситуация наблюдалась в Омске, где ноябрь последнего десятилетия из категории «мало суровая зима» предыдущего (2001–2010 гг.) десятилетнего периода (индекс Бодмана 1,9 балла) вновь перешел в категорию «умеренно суровая зима». При этом в Новосибирске и Красноярске наблюдалось устойчивое уменьшение суровости зимы во все месяцы холодного периода.

3. В каждом городе есть свои особенности изменения климатических условий холодного периода. В Новосибирске и Перми суровость увеличивается за

счет ветрового воздействия при низкой зимней температуре воздуха, а в Красноярске при большей континентальности климата на увеличение суровости погоды заметное воздействие оказывает незамерзающая часть р. Енисей. В Омске низкая температура сочетается со слабыми скоростями ветра и низкой относительной влажностью. Данный вывод может быть ориентиром при выборе проективных и градостроительных решений, в частности, в Перми необходимо сосредоточиться на решении проблемы ветрового холодного воздействия, а в Красноярске рассмотреть возможности снижения эффекта от роста влажности морозного воздуха.

4. Некоторые из рассмотренных городов имеют площадь в несколько сотен квадратных километров в условиях изрезанного рельефа с перепадами высот в 100 м для Перми и 200 м для Красноярска. Большие реки в пределах городской черты также добавляют термическую и влажностную неоднородность. Все эти факты требуют дополнительного изучения процессов формирования теплового, влажностного и аэрационного режима в районах города с различной застройкой. Использование численных моделей атмосферы высокого разрешения в сочетании с моделированием процессов на лабораторных стендах сможет позволить решить проблему городской климатологии, найти оптимальные проектные решения и строительные технологии для создания более комфортных условий проживания для человека. Детализация условий комфортности также может позволить создать специальные приложения для краткосрочного прогноза комфортности прогулок на открытом воздухе.

Список источников

- Андреев С.С. Человек и окружающая среда. Ростов н/Д : Изд-во СКНЦ ВШ АПЧН, 2005. 272 с.
- Андрюшин И.Б., Вальцева Е.А., Мешков Н.А. Оценка общей комфортности климата на территории Поволжья, Республики Алтай и Республики Хакасии // Гигиена и санитария. 2019. Т. 98, № 11. С. 1212–1215.
- Арнольди И.А. Акклиматизация человека на Севере и Юге. М. : Медгиз, 1962. 71 с.
- Бокша В.Г., Богуцкий Б.В. Медицинская климатология и климатотерапия. Киев : Здоровья, 1980. 262 с.
- Бураков Д.А., Ковшова Е.П., Ромасько В.Ю. Прогноз элементов ледового режима р. Енисей в осенне-зимний период в нижних бьефах высоконапорных ГЭС // Метеорология и гидрология. 2008. № 5. С. 93–102.
- Виноградова В.В., Золотокрылин А.Н., Кренке А.Н. Районирование территории Российской Федерации по природно-климатическим условиям // Известия РАН. Серия географическая. 2008. № 5. С. 106–117.
- Виноградова В.В. Воздействие климатических условий на человека в засушливых землях Европейской России // Известия РАН. Серия географическая. 2012. № 2. С. 68–81.
- Головина Е.Г., Трубина М.А. Методика расчетов биометеорологических параметров (индексов). СПб., 1997. 110 с.
- Григорьева Е.А., Христофорова Н.К. Дискомфортность климата Еврейской автономной области // География и природные ресурсы. 2004. № 4. С. 101–104.
- Добрынина И.В., Акимов Л.М., Куролап С.А. Медико-географическая оценка климатической комфортности территории Воронежской области // Вестник ВГУ. Серия: География. Геоэкология. 2013. № 1. С. 120–128.
- Емелина С.В., Константинов П.Н., Малинина Е.П., Рубинштейн К.Г. Оценка информативности некоторых биометеорологических индексов для разных районов России // Метеорология и гидрология. 2014. № 7. С. 25–37.
- Ермакова Л.Н., Ермакова Е.С. Влияние метеорологических условий на самочувствие человека // Географический вестник. 2012. № 2 (21). С. 45–52.
- Ермакова Л.Н., Шкляев В.А., Филиппова А.П., Шкляева Л.С. Биоклиматическая оценка ландшафтных областей Пермского края и условий формирования микроклиматических особенностей // Географический вестник. 2016. № 4 (39). С. 70–83.
- Исаев А.А. Экологическая климатология. М. : Научный мир, 2001. 458 с.
- Исаева М.В., Переведенцев Ю.П. Особенности биоклиматических условий Приволжского федерального округа // Географический вестник. 2010. № 2 (13). С. 29–37.
- Калинин Н.А., Ермакова Л.Н., Аликина И.Я. Особенности формирования высокой температуры воздуха в сентябре—октябре 2003 г. на Среднем и Южном Урале // Метеорология и гидрология. 2005. № 5. С. 82–89.
- Кузякина М.В., Гура Д.А. Оценка биоклиматических условий Краснодарского края с применением ГИС-технологий // Юг России: экология, развитие. 2020. Т. 15, № 3 (56). С. 66–76.
- Логинов В.Ф., Хитриков М.А. Изменения биоклиматических индексов комфортности климата для человека на территории Беларуси за период с 1966 по 2020 гг. // Гидрометеорология и образование. 2021. № 4. С. 6–19.
- Парфенова Е.Е., Переведенцев Ю.П. Особенности биоклимата г. Ульяновска в начале XXI века // Географический вестник. 2022. № 2 (61). С. 61–72.
- Переведенцев Ю.П., Шумихина А.В. Динамика биоклиматических показателей комфортности природной среды в Удмуртской республике // Ученые записки казанского университета. Серия Естественных наук. 2016. Т. 158, кн. 4. С. 531–547.
- Рахманов Р.С., Богомолова Е.С., Нарутдинов Д.А., Разгулин С.А., Потехина Н.Н., Непряхин Д.В. Оценка биоклиматических индексов на территориях субарктического и континентального климатических поясов Красноярского края // Гигиена и санитария. 2022. Т. 101, № 3. С. 288–293.
- Русанов В.И. Комплексные метеорологические показатели и методы оценки климата для медицинских целей. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1981. 86 с.
- Севастьянов В.В., Горбатенко В.П., Журавлев Г.Г., Константинова Д.А., Нечепуренко О.Е., Носырева О.В. Природно-климатическая дифференциация Западной Сибири по условиям жизнедеятельности человека в холодный период года // Сборник материалов XVIII Междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 415-летию города Томска. 2019. С. 199–203.
- Севастьянов В.В., Сапьян Е.С., Филандышева Л.Б. Биоклиматические ресурсы рекреационного природопользования Алтае-Саянской горной страны в летний период // Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 109–122.
- Сухова М.Г. Биоклиматические условия жизнедеятельности человека в Алтае-Саянской горной стране. Томск : Изд-во Том. ун-та, 2009. 260 с.
- Ткачук С.В. Обзор индексов степени комфортности погодных условий и их связь с показателями смертности // Труды ГМИЦ РФ. Гидрометеорологические прогнозы. 2012. Вып. 347. С. 223–245.
- Трубина М.А., Хассо Л.А., Дячко Ж.К. Методы биоклиматической оценки Северо-Западного региона России // Ученые записки РГГМУ. 2010. № 13. С. 121–137.
- Худалова Ф.К. Оценка биоклиматических индексов и их связь с кардиоваскулярной патологией // Кубанский научный медицинский вестник. 2014. № 1. С. 173–176.
- Шартова Н.В., Шапошников Д.А., Константинов П.И., Ревич Б.А. Биоклиматический подход к оценке смертности населения во время аномальной жары на примере юга России // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2018. № 6. С. 47–55.
- Шкляев В.А., Ермакова Л.Н., Шкляева Л.С. Исследование микроклимата города с целью оценки биометеорологических показателей селитебной территории // Географический вестник. 2010. № 3 (14). С. 52–59.
- АISORI-M.METEO.RU – профессиональный интернет-портал метеорологических данных. URL: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/> (дата обращения: 14.03.2023).
- Missenard A. L'Homme et le climat. Paris : Plon, 1937. 186 p.
- Perevedentsev Yu.P., Malkhazova S.M., Aukhadiev T.R., Shantalinsky K.M. Medical and demographic consequences of climate change and the assessment of comfort level of weather-climatic conditions in the Volga Federal district // GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY. 2016. V. 9, No. 4. P. 63–76.

References

- Andreev S.S. *Chelovek i okruzhayushchaya sreda* [Man and the environment]. Rostov-on-Don: Publishing house "SKNTS VSH APSN", 2005. 272 p. In Russian.
- Andryushin I.B., Valtseva E.A., Meshkov N.A. *Otsenka obshchey komfortnosti klimata na territorii Povolzhya, respubliki Altaya i Khakassii* [Assessment of overall climate comfort in the Volga region, the Altai Republic and the Republic of Khakassia] // *Gigiena i sanitariya* [Hygiene and sanitation]. 2019. V. 98. No. 11. pp. 1212–1215. In Russian.
- Arnoldi, I.A. *Akklimatizatsiya cheloveka na Severe i Yuge* [Human acclimatization in the North and South]. Moscow: Publishing house "Medgiz", 1962. 71 p. In Russian.
- Boksha, V.G., Bogutsky, B.V. *Medizinskaya klimatologiya i klimatoterapiya* [Medical climatology and climatotherapy]. Kyiv: Publishing house "Zdorovya", 1980. 262 p. In Russian.
- Burakov D.A., Kovshova E.P., Romasko V.Yu. *Prognoz elementov ledovogo rezhima r. Enisey v osenne-zimniy period v nizhnih b'yefah vysokonapornyh GES* [Forecast of the ice regime elements of the Yenisei River in the autumn-winter period in the lower reaches of high-pressure hydroelectric power plants] // *Meteorologiya i gidrologiya* [Meteorology and hydrology]. 2008. No. 5. pp. 93–102. In Russian.
- Vinogradova V.V., Zolotokrylin A.N., Krenke A.N. *Rayonirovanie territorii Rossiyskoy federatsii po prirodno-klimaticheskim usloviyam* [Regionalization of the territory of the Russian Federation according to natural and climatic conditions] // *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. 2008. No. 5. pp. 106–117. In Russian.
- Vinogradova V.V. *Vozdeystviye klimaticheskikh usloviy na cheloveka v zasushlyvkh zemlyakh Evropeyskoy Rossii* [Human impact of climatic conditions in arid lands of European Russia] // *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. 2012. No. 2. pp. 68–81. In Russian.
- Golovina E.G., Trubina M.A. *Metodika raschetov biometeorologicheskikh parametrov (indeksov)* [Methodology for calculating biometeorological parameters (indices)]. St. Petersburg, 1997. 110 p. In Russian.
- Grigorieva E.A., Khristoforova N.K. *Diskomfortnost klimata Evreyskoy avtonomnoy oblasti* [Climate discomfort in the Jewish Autonomous Region] // *Geografiya i prirodnnye resursy* [Geography and natural resources]. 2004. No. 4. pp. 101–104. In Russian.
- Dobrynina I.V., Akimov L.M., Kurolap S.A. *Mediko-geograficheskaya otsenka klimaticheskoy komfortnosti territorii Voronezhskoy oblasti* [Medico-geographical evaluation of the climatic comfort of the territory of Voronezh region] // *Vestnik VGU. Seriya: Geografiya. Geoecologiya*. 2013. No. 1. pp. 120–128. In Russian.
- Emelina S.V., Konstantinov P.N., Malinina E.P., Rubinstein K.G. *Otsenka informativnosti nekotorykh biometeorologicheskikh indeksov dlya raznykh rayonov Rossii* [Evaluation of the informativity of some biometeorological indices for different regions of Russia] // *Meteorologiya i gidrologiya* [Meteorology and hydrology]. 2014. No. 7. pp. 25–37. In Russian.
- Ermakova L.N., Ermakova E.S. *Vliyaniye meteorologicheskikh uslovy na samochustvie cheloveka* [Influence of meteorological conditions on human well-being] // *Geografichesky vestnik* [Geographical Bulletin]. 2012. No. 2 (21). pp. 45–52. In Russian.
- Ermakova L.N., Shklyayev V.A., Filippova A.P., Shklyayeva L.S. *Bioklimaticheskaya otsenka landshaftnykh oblastey Permskogo kraya i uslovy formirovaniya mikroklimaticheskikh osobennostey* [Bioclimatic assessment of landscape areas of Perm Krai and conditions of formation of microclimatic features] // *Geografichesky vestnik* [Geographical Bulletin]. 2016. No. 4 (39). pp. 70–83. In Russian.
- Isaev A.A. *Ekologicheskaya klimatologiya* [Ecological climatology]. Moscow: Nauchny mir. 2001. 458 p. In Russian.
- Isaeva M.V., Perevedentsev Yu.P. *Osobennosti bioklimaticheskikh usloviy Privolzhskogo federal'nogo okruga* [Peculiarities of bioclimatic conditions of the Volga Federal District] // *Geografichesky vestnik* [Geographical Bulletin]. No. 2 (13). pp. 29–37. In Russian.
- Kalinin N.A., Ermakova L.N., Alikina I.Y. *Osobennosti formirovaniya vysokoy temperatury vozduha v sentyabre—oktyabre 2003 g. na Srednem i Yuzhnom Urale* [Peculiarities of the formation of high air temperatures in September–October 2003 in the Middle and Southern Urals] // *Meteorologiya i gidrologiya* [Meteorology and hydrology]. 2005. No. 5. pp. 82–89. In Russian.
- Kuzyakina M.V., Gura D.A. *Otsenka bioklimaticheskikh usloviy Krasnodarskogo kraya s primeneniem GIS-tehnologiy* [Assessment of bioclimatic conditions of Krasnodar Krai using GIS-technology] // *Yug Rossii: ekologiya, razvitie*. 2020. V. 15. No. 3 (56). pp. 66–76. In Russian.
- Loginov V.F., Khitrikov M.A. *Izmeneniya bioklimaticheskikh indeksov komfortnosti klimata dlya cheloveka na territorii Belarusi za period s 1966 po 2020 gg.* [Changes in the bioclimatic climate comfort indices for humans in the territory of Belarus for the period from 1966 to 2020.] // *Gidrometeorologiya i obrazovanie* [Hydrometeorology and education]. No. 4. pp. 6–19. In Russian.
- Parfenova E.E., Perevedentsev Yu.P. *Osobennosti bioklimata g. Ul'yanovska v nachale XXI veka* [The bioclimate of Ulyanovsk at the beginning of the 21st century] // *Geografichesky vestnik* [Geographical Bulletin]. No. 2 (61). pp. 61–72. In Russian.
- Perevedentsev Yu.P., Shumikhina A.V. *Dinamika bioklimaticheskikh pokazateley komfortnosti prirodnoy sredy v Udmurtskoy respublike* [Dynamics of bioclimatic indicators of comfort of the natural environment in the Udmurt Republic] // *Uchenyye zapiski Kazanskogo universiteta. Seriya Estestvennykh nauk*. 2016. V. 158. No. 4. pp. 531–547. In Russian.
- Rakhmanov R.S., Bogomolova E.S., Narutdinov D.A., Razgulin S.A., Potekhina N.N., Nepryakhin D.V. *Otsenka bioklimaticheskikh indeksov na territoriyakh subarkticheskogo i kontinental'nogo klimaticheskikh pojasov Krasnoyarskogo kraya* [Assessment of bioclimatic indices in the areas of subarctic and continental climate belts of Krasnoyarsk region] // *Gigiena i sanitariya* [Hygiene and sanitation]. 2022. V. 101. No. 3. pp. 288–293. In Russian.
- Rusanov V.I. *Kompleksnyye meteorologicheskiye pokazately i metody ozenki klimata dlya meditsinskiy tsely* [Complex meteorological indicators and methods of climate assessment for medical purposes]. Tomsk: Publishing house "Tomsk State University", 1981. 86 p. In Russian.
- Sevastyanov V.V., Gorbatenko V.P., Zhuravlev G.G., Konstantinova D.A., Nechepurenko O.E., Nosy'reva O.V. *Prirodno-klimaticheskaya differentsiatsiya Zapadnoy Sibiri po usloviyam zhiznedeyatel'nosti cheloveka v kholodnyy period goda* [Natural-climatic differentiation of Western Siberia by conditions of human activity in the cold season] // *Sbornik materialov XVIII Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii, posvyashhennoy 415-letiyu goroda Tomska*. 2019. pp. 199–203. In Russian.
- Sevastyanov V.V., Sapyan E.S., Filandysheva L.B. *Bioklimaticheskie resursy rekreacionnogo prirodopol'zovaniya Altae-Sayanskoy gornoj strany v letniy period* [Bioclimatic resources of recreational nature management in the Altai-Sayan mountain country in the summer period] // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2020. No. 3. pp. 109–122. In Russian.

Sukhova M.G. *Bioklimaticheskie usloviya zhiznedeyatel'nosti cheloveka v Altae-Sayanskoj gornoj strane* [Bioclimatic conditions of human activity in the Altai-Sayan mountain country]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta. 2009. 260 p. In Russian

Tkachuk, S.V. *Obzor indeksov stepeni komfortnosti pogodny'kh uslovij i ikh svyaz' s pokazatelyami smernosti* [Review of weather comfort indexes and their relationship with mortality rates] // *Trudy' GMCz RF. Gidrometeorologicheskie prognozy'*. No. 347. pp. 223–245. In Russian.

Trubina M.A., Khasso L.A., Dyachko Zh.K. *Metody' bioklimaticheskoy ocenki Severo-Zapadnogo regiona Rossii* [Methods of bioclimatic assessment of the North-West region of Russia] // *Ucheny'e zapiski RGGMU. St. Petersburg: Izd. RGGMU*. 2010. No. 13. pp. 121–137. In Russian.

Khudalova F.K. *Oценка bioklimaticheskikh indeksov i ikh svyaz' s kardiovaskulyarnoj patologiej* [Assessment of bioclimatic indices and their relation to cardiovascular pathology] // *Kubanskij nauchny'j medicinskij vestnik* [Kuban Scientific Medical Bulletin]. 2014. No. 1. pp. 173–176. In Russian.

Shartova N.V., Shaposhnikov D.A., Konstantinov P.I., Revich B.A. *Bioklimaticheskij podkhod k ocenke smernosti naseleniya vo vremya anomal'noj zhary' na primere yuga Rossii* [Bioclimatic approach to estimating mortality during abnormal heat waves, using southern Russia as an example] // *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2018. No. 6. pp. 47–55. In Russian.

Shklyayev V.A., Ermakova L.N., Shklyayeva L.S. *Issledovanie mikroklimata goroda s czel'yu ocenki biometeorologicheskikh pokazatelej selitebnoj territorii* [Study of the microclimate of the city in order to assess the biometeorological indicators of the inhabited territory] // *Geograficheskij vestnik* [Geographical Bulletin]. 2010. No. 3 (14). pp. 52–59. In Russian.

АISORI-M.METEO.RU. *Professionalny internet-portal meteorologicheskikh dannykh [Elektronnyy resurs]* [Professional Internet portal of meteorological data [Electronic resource]]. URL: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/> (Date of accessed 14.03.2023). In Russian.

Missenard A. *L'Homme et le climat*, Paris: Plon. 1937. 186 p.

Perevedentsev Yu.P., Malkhazova S.M., Aukhadeev T.R., Shantalinsky K.M. Medical and demographic consequences of climate change and the assessment of comfort level of weather-climatic conditions in the Volga Federal district // *Geography, Environment, Sustainability*. 2016. V. 9. No 4. pp. 63–76.

Информация об авторах:

Калинин Н.А., доктор географических наук, заведующий кафедрой метеорологии и охраны атмосферы, географический факультет, Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; инженер-исследователь, лаборатория физической гидродинамики, Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь, Россия.

E-mail: kalinin@psu.ru

Ветров А.Л., кандидат географических наук, доцент, кафедра метеорологии и охраны атмосферы, географический факультет, Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия.

E-mail: vetrov@psu.ru

Вклад авторов: Калинин Н.А. – 60 %, Ветров А.Л. – 40 %.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Kalinin N.A., Dr. Sci. (Geography), Head of the Department, Department of Meteorology and Atmospheric Protection, Geography Faculty, Perm State University, Perm, Russia; Research Engineer, Laboratory of Physical Fluid Dynamics, Institute of Continuous Media Mechanics UB RAS, Perm, Russia.

E-mail: kalinin@psu.ru

Vetrov A.L., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Atmospheric Protection, Geography Faculty, Perm State University, Perm, Russia.

E-mail: vetrov@psu.ru

Contribution of the authors: Kalinin N.A. – 60 %, Vetrov A.L. – 40 %.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 08.12.2022; одобрена после рецензирования 03.05.2023; принята к публикации 05.12.2023

The article was submitted 08.12.2022; approved after reviewing 03.05.2023; accepted for publication 05.12.2023

Научная статья

УДК 551.509.52+551.559+551.515.9

doi: 10.17223/25421379/29/10

СИЛЬНЫЕ ШКВАЛИСТЫЕ ВЕТРЫ В ЮЖНО-САХАЛИНСКЕ ЛЕТОМ 2014 г.

Станислав Олегович Романский¹, Евгения Митрофановна Вербицкая²



^{1,2} Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Владивосток, Россия

¹ khvstas@gmail.com

² werbaem@gmail.com

Аннотация. Рассмотрены два случая шквалистых ветров ураганной силы в Южно-Сахалинске летом 2014 г. С помощью численного моделирования установлено, что причиной возникновения рассматриваемых ветровых явлений явились сильные вертикальные и горизонтальные сдвиги вектора ветра, возникшие в результате развития интенсивных горных волн в условиях очень устойчивой стратификации атмосферы при обтекании Сусунайского хребта набегающим воздушным потоком, практически перпендикулярно направленным к его восточному склону.

Ключевые слова: порыв ветра, ураганный ветер, горная волна, мезомасштабный процесс, опасное явление погоды, южный циклон, Сусунайский хребет, Сахалин

Благодарности: авторы выражают благодарность сотрудникам ФГБУ «Сахалинское УГМС» за предоставленную информацию.

Для цитирования: Романский С.О., Вербицкая Е.М. Сильные шквалистые ветры в Южно-Сахалинске летом 2014 г. // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 143–156. doi: 10.17223/25421379/29/10

Original article

doi: 10.17223/25421379/29/10

STRONG GUSTY WINDS IN THE CITY OF YUZHNO-SAKHALINSK IN THE SUMMER OF 2014

Stanislav O. Romanskiy¹, Eugenia M. Verbitskaya²

^{1,2} Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute, Vladivostok, Russia

¹ khvstas@gmail.com

² werbaem@gmail.com

Abstract. Two extreme cases of a sharp, prolonged increase in surface wind speed to hurricane force on the south part of Sakhalin Island near the Susunaj Ridge to the western slope of which the city of Yuzhno-Sakhalinsk adjoins are examined. Both cases took place in the summer of 2014 (June 13 and August 11); sharp, prolonged increases in surface wind speed up to 30 m/s and more with variable direction (squally wind of hurricane force) were recorded; the wind caused significant damage to the city buildings and infrastructure facilities. For the entire period of monitoring, the maximum speed of a surface wind gust of 42 m/s was observed in Yuzhno-Sakhalinsk on August 11, 2014. Both cases happened during the passage of the former typhoons. It was found that the source of strong wind gusts on June 13 and August 11 in Yuzhno-Sakhalinsk was the strong wind shear caused as a result of intense mountain waves forming under conditions of strong atmospheric stability and increasing wind speed to 15–25 m/s and more with a direction almost perpendicular to the eastern lee side slope of Susunaj Ridge. In both cases, mountain wave formation is verified by numerical experiments with the Weather Research and Forecasting model in the configuration of two nested domains with grid spacings of 3 and 1 km: strong vertical mountain waves with a wavelength of 2–3 km are formed on June 13, and mountain waves of horizontal propagation with a wavelength from 12 to 20–25 km are formed on August 11. It is found that the development of mountain waves and their characteristics significantly depend on the layer-by-layer stratification of the atmosphere from the surface to the height of the mountain obstacle and the dynamics of the vertical profile of the oncoming wind vector. It is acquired that the speed of wind gusts, calculated according to the simulated data, directly depends on the selected method and requires consideration of horizontal and vertical wind shears. For the considered cases, the values of vertical wind shear result in higher values of wind gust than are observed. It is possible because the wind gust was measured along the parallel of 46.96°N in Susunaj Valley and not only at the point of observation in Yuzhno-Sakhalinsk. The magnitudes of horizontal wind shear from the center of the valley to the western slope of Susunaj Ridge are considerably higher than between the center of the valley and the eastern foothills of the West Sakhalin Mountains; this demonstrates that maximum wind gusts were near the western slope of Susunaj Ridge and its surrounding area on June 13. On the other hand, the highest magnitudes of horizontal wind shear were acquired between the center of the valley and the eastern foothills of the West Sakhalin Mountains on August 11, that is,

closer to the point of observation. This probably allows for recording the values of wind gusts up to 42 m/s. However, wind speeds at other points of the valley may reach more significant values. It is indirectly confirmed by the damage amount in the city and the number of fallen trees. It should be noted that the majority of fallen trees on the western slope of Susunai Ridge occurred on June 13, i.e., trees that fell on August 11 stood up on June 13.

Keywords: wind gust, damaging wind, downslope wind, mountain wave, Sakhalin

Acknowledgments: The authors express their gratitude to the staff of the Federal State Budgetary Institution “Sakhalin UGMS” for the information provided.

For citation: Romanskiy S.O., Verbitskaya E.M. (2023) Strong gusty winds in the city of Yuzhno-Sakhalinsk in the summer of 2014. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 143–156. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/29/10

Введение

Ветры ураганной силы относятся к опасным метеорологическим явлениям. Природа их возникновения и условия формирования различны и не всегда очевидны. Исследования, направленные на выявление причин возникновения сильных шквалистых ветров, приведших к значительному ущербу, весьма актуальны как для понимания природы рассматриваемого процесса, так и для целей прогнозирования опасных ветровых явлений с максимально возможной заблаговременностью.

В статье рассматриваются два экстремальных случая резкого продолжительного усиления приземного ветра до ураганной силы на юге острова Сахалин в окрестности Сусунайского хребта, к западному

склону которого прилегает город Южно-Сахалинск. Оба случая произошли летом 2014 г. (13 июня и 11 августа) и сопровождались существенными повреждениями городских построек и объектов инфраструктуры, несколько десятков человек получили травмы, один человек погиб.

Постановка задачи и цель исследования. На остров Сахалин часто выходят южные циклоны, сопровождающиеся усилением приземного ветра [Земцова, 1968; Тунеголовец и др., 1999]. При этом в летние месяцы до рассматриваемых случаев 2014 г. и по настоящее время скорость ветра при порывах в Южно-Сахалинске не достигала ураганной силы. Анализ синоптических ситуаций рассматриваемых случаев не показывает условий для возникновения ветра такой силы в окрестности города (рис. 1).

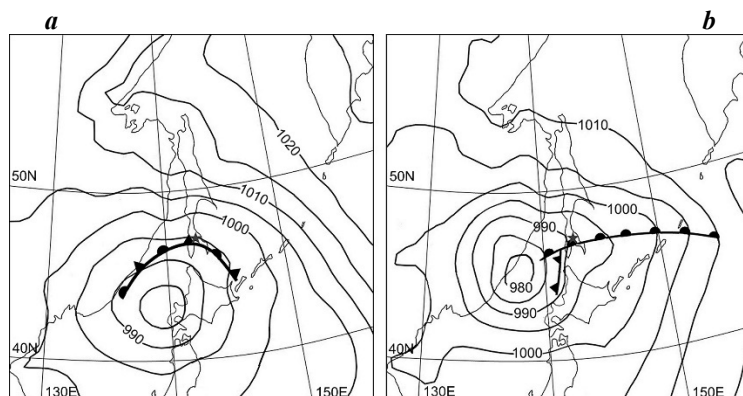


Рис. 1. Карты-схемы расположения атмосферных фронтов за 12 ч. ВСВ (23:00 местного времени)
a – 13 июня 2014 г., *b* – 11 августа 2014 г. Южно-Сахалинск отмечен звездочкой

Fig. 1. Schematic maps of weather fronts at 12 h. UTC (23:00 local time)
a – 13 June, 2014, *b* – 11 August, 2014. Yuzhno-Sakhalinsk is marked by the star

По информации от главного синоптика ФГБУ «Сахалинское УГМС» Л.А. Алексеевой ранее такого сильного ветра в Южно-Сахалинске не отмечалось. При прохождении бывшего тайфуна HALONG (11 августа 2014 г., рис. 1, *b*) в городе ожидался ветер с максимальными скоростями 17–22 м/с.

В штормовом предупреждении синоптики прогнозировали ветер 20–25 м/с по южным районам Сахалина. Прогноз по району оправдался, за исключением Южно-Сахалинска. Алексеева отметила, что при формировании антициклона или гребня над Охотским морем и поля пониженного давления над

Японией, и смещении воздушной массы с Охотского моря, она, как более холодная и тяжелая, устремляется с ускорением вниз по склону при переваливании через хребет. В результате, по мнению синоптиков Сахалинского УГМС, в Южно-Сахалинске усиливаются восточный и северо-восточный ветры, и обычно их скорость не превышает скорость ветра на побережье.

В связи с вышеизложенным авторами была поставлена задача проанализировать механизм формирования наблюдавшихся 13 июля и 11 августа 2014 г. ветровых явлений в Южно-Сахалинске. Целью работы являлось выявление причин столь резкого и продолжительного усиления скоростей приземного ветра и порывов, сопровождавшихся резкими изменениями направления, и исследование природы данного явления.

В статье наряду с указанием местного времени приводится всемирное скоординированное время (ВСВ), поскольку в метеорологии принято

использование именно этого времени, а для понимания многих метеорологических процессов важно местное время, которое отличается от ВСВ на +11 ч.

Описание физико-географических условий. В южной части Сахалина на силу ветра значительное влияние оказывает неоднородный рельеф местности, характеризующийся вытянутой в меридиональном направлении Сусунайской долиной, ограниченной с запада предгорьями Западно-Сахалинских гор, а с востока – Сусунайским хребтом. Протяженность Сусунайского хребта составляет около 55 км, средние высоты – 500–600 м, наивысшие точки: гора Пушкинская (1 047 м) и пик Чехова (1 045 м).

Южно-Сахалинск расположен в центральной части Сусунайской долины, где ее ширина составляет около 10 км, и находится на расстоянии 15–25 км от побережья залива Анива. Восточная часть города расположена у подножья западного склона Сусунайского хребта (рис. 2, *b*).

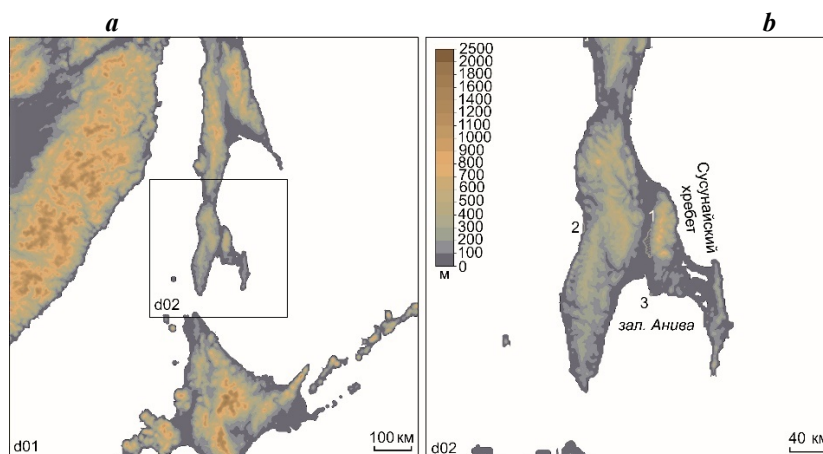


Рис. 2. Модельный рельеф

a – материнская область (d01); *b* – вложенная область (d02). 1 – Южно-Сахалинск, 2 – Холмск, 3 – Корсаков

Fig. 2. Model terrain

a – parent domain (d01); *b* – nested domain (d02). 1 – Yuzhno-Sakhalinsk, 2 – Kholmsk, 3 – Korsakov

Описание явлений

13 июня и 11 августа 2014 г. на метеорологической станции Южно-Сахалинска отмечены резкие и продолжительные усиления приземного ветра до 30 м/с и более переменного направления (шквалистый ветер ураганной силы), приведшие к повреждению городских построек и массовому слому деревьев на западном склоне Сусунайского хребта вблизи города. Оба явления наблюдались при выходе южных циклонов. Выход южных циклонов на Сахалин явление нередкое, но летом наблюдаемая скорость приземного ветра при порывах в городе за весь период наблюдений (с 1942 г.) не превышала 28 м/с.

По данным наблюдательной сети, 13 июня 2014 г. с 19:00 до 20:00 местного времени в Южно-Сахалинске ветер усиливался от 15 до 29 м/с, Корсакове – от 20 до 33 м/с. Шквалистый ветер носил локальный характер, практически все существенные разрушения зафиксированы в восточной части Южно-Сахалинска. В западной части, где находится метеорологическая станция, разрушений практически не отмечено. Исходя из последствий явления, синоптики оценили скорость ветра в восточной части города примерно в 30–35 м/с.

В конце дня 11 августа 2014 г. в Южно-Сахалинске скорость ветра при порывах достигала ураганных значений: на городской метеорологической станции в

18:40 местного времени отмечено 28 м/с, в 19:20 – 37 м/с, в 20:20 зафиксировано 42 м/с, что является максимальной зарегистрированной скоростью ветра при порывах в Южно-Сахалинске. К 21:45 скорость ветра резко ослабла до 11 м/с. В прибрежных городах Холмск и Корсаков отмечался рост скорости ветра при порывах до 24–29 м/с.

Материалы и методы исследования

В работе использован подход, основанный на анализе и сравнении данных инструментальных наблюдений и результатов численного моделирования. Такой подход часто используется для исследования процессов обтекания орографических препятствий воздушным потоком, например [Durran, 1990; Maruhashi et al., 2019].

Данные наблюдений. Рассмотрены данные наземных наблюдений (SYNOP) за периоды времени по ВCB: от 00:00 12 июня по 12:00 14 июня и от 00:00 10 августа по 12:00 12 августа 2014 г. в пунктах юга Сахалина, а также аэрологические данные в Южно-Сахалинске за 13 июня и 11 августа 2014 г.

Численная модель. Численные эксперименты высокого пространственно-временного разрешения выполнялись по негидростатической модели Advanced Research Weather Research and Forecasting (WRF–ARW) версии 3.9.1 [Skamarock et al., 2008] в конфигурации с двумя вложенными сетками, центры которых расположены в Южно-Сахалинске. Горизонтальный шаг по внешней (материнской) сетке установлен в 3 км (414×414 узлов), по вложенной сетке – 1 км (334×334 узлов). Конфигурация сеток с указанием модельного рельефа и положением упомянутых выше населенных пунктов представлена на рис. 2.

По вертикали в модели задан 51 уровень от поверхности земли до высоты 50 гПа с наиболее подробным разрешением в планетарном пограничном слое (ППС). Шаг по времени при интегрировании модели принят 5 с. В качестве начальных и граничных данных для внешнего домена использованы прогнозы модели Global Forecasting System (NCEP, США) разрешением $0,5^\circ$ и дискретностью 6 ч. Расчеты выполнялись от сроков 00:00 ВCB 13 июня и 11 августа 2014 г. на 24 ч вперед. Выходные данные модели фиксировались с интервалом 3 мин.

В модели использовались следующие параметризации: микрофизические процессы – схема Томпсона [Thompson et al., 2008]; процессы в приземном слое и в ППС параметризованы схемами Revised MM5 [Zhang, Anthes, 1982] и Yonsei University (YSU) [Hong et al., 2006] соответственно. Использование схемы YSU обусловлено тем, что она достаточно точно

воспроизводит вертикальное распределение ветра, хотя на сетках высокого разрешения несколько занижает абсолютные значения вертикальной скорости [Shin, Dudhia, 2016].

Указанная модель выбрана неслучайно. Она апробирована авторами при исследовании процессов формирования шквалов и шквалистых ветров на территории Забайкалья, на базе которого разработана методология прогноза ветровых явлений, связанных с резкими усилениями приземного ветра для Забайкалья [Verbitskaya et al., 2019]. Также весьма успешным оказался опыт применения этой модели с тремя вложенными сетками и горизонтальным шагом 500 м по внутреннему домену для моделирования процессов возникновения и эволюции смерча, наблюдавшегося в Благовещенске 31 июля 2011 г., показавший возможность исследования процессов формирования интенсивной конвекции и высоких вертикальных скоростей [Romanskii et al., 2020].

Индекс LI. Для определения типа стратификации атмосферы рассчитывались значения «Lifted Index» (LI) [Galway, 1956]. Индекс LI представляет собой разность между температурой окружающего воздуха ($T_{e,p}$) на некоторой изобарической высоте p и температурой частицы ($T_{l,p}$) адиабатически поднятой на эту высоту. Как правило, значения индекса LI рассматриваются в слое от уровня земли до изобарической поверхности 500 гПа:

$$LI = T_{e,500} - T_{l,500}. \quad (1)$$

Полагается, что если значения индекса LI больше 0°C , то атмосфера стратифицирована устойчиво, при LI около 0°C стратификация атмосферы считается безразличной, а при LI менее 0°C – стратификация неустойчивая.

Расчет скорости ветра при порывах. Поскольку численная модель прогноза погоды воспроизводит средний ветер, то для расчета каких-либо других характеристик ветрового режима, в том числе порывов ветра, используются методы, встраиваемые в постпроцессинг модели. Точность прогноза максимальных порывов ветра зависит от используемой методологии расчета.

В работе использовался метод расчета скорости ветра при порывах по типу алгоритма процедуры calgust постпроцессинга «Unified Post Processor» [Unipost] в следующей форме:

$$gust = \max(uv_{10}, uv_{10} + \Delta uv), \quad (2)$$

$$\Delta uv = (uv_k - uv_{10}) \cdot (1 - \min(0,5, dz_k / 2000)), \quad (3)$$

где $gust$ – скорость ветра при порывах (м/с), uv_{10} и uv_k – скорости горизонтального ветра (м/с) на высоте 10 м от уровня земли и на рассматриваемом модельном уровне k в ППС соответственно, dz_k – высота k -го уровня над уровнем земли (м).

Кроме того, анализировались варианты расчета скорости ветра при порывах по формулам (2)–(3), где в выражении (3) вместо приращения скорости ветра ($uv_k - uv_{10}$) фигурирует:

– величина вертикального сдвига ΔV_z вектора ветра (u, v, ω) между уровнями i и j в заданной точке:

$$\Delta V_z = \sqrt{(u_i - u_j)^2 + (v_i - v_j)^2 + (\omega_i - \omega_j)^2}, \quad (4)$$

– величина горизонтального сдвига ΔV_h вектора ветра между рассматриваемой парой точек Q и R на фиксированном модельном уровне:

$$\Delta V_h = \sqrt{(u_Q - u_R)^2 + (v_Q - v_R)^2 + (\omega_Q - \omega_R)^2}, \quad (5)$$

Синоптическая ситуация и атмосферные процессы

13 июня 2014 г. Погодные условия на юге Сахалина во второй половине дня определялись действием обширного южного циклона, образовавшегося около 06:00. ВCB 12 июня при слиянии бывшего тайфуна MITAG, трансформировавшегося во внутритропический циклон, минуя стадию тропической депрессии [Ежемесячный..., 2014а], и области пониженного давления, зародившейся в северной части Филиппинского моря, вблизи юго-восточного побережья Японии. В течение следующих суток циклон углубился до 987 гПа и перемещался с юга на север вдоль западного побережья Японии со скоростью 40–45 км/ч (см. рис. 1, а). Вечером 13 июня циклон в стадии максимального развития достиг юга Сахалина, где располагался высотный очаг холодного воздуха: на высоте 850 гПа контрасты температур в зоне высотных

фронтальных разделов достигали значений 8–10 °C / 500 км, на 500 гПа 5–7 °C / 500 км. В результате смыкания воздушных масс умеренного и тропического происхождения при окклюдировании южного циклона произошло обострение фронтальных разделов, что привело к усилению ветра.

11 августа 2014 г. Юг Сахалина находился под влиянием вытянутого в меридиональном направлении высотного гребня холодного охотоморского антициклона. В это же время на акватории Японского моря действовал ослабший до стадии сильного тропического шторма тайфун HALONG [Ежемесячный..., 2014б]. Шторм перемещался в северном направлении по центральной части Японского моря со скоростью 40–45 км/ч и к 03:00 ВCB 11 августа трансформировался в обширный внутритропический циклон. Давление в центре циклона достигло 975 гПа. Центр располагался вблизи бухты Ольга в Приморском крае. К вечеру 11 августа юг Сахалина оказался в зоне высотных фронтальных разделов, возникших при взаимодействии южного циклона и охотоморского антициклона (рис. 1, б). На изобарической поверхности 850 гПа горизонтальный градиент температуры достигал 10–12 °C / 500 км, на 500 гПа 5–7 °C / 500 км. Активные фронтальные разделы вызвали штормовой ветер на южном побережье Сахалина (а так же Курилах и в Приморье).

Аэрологические наблюдения. По данным радиозондирования (рис. 3, а), за 00:00 ВCB 13 июня 2014 г. в Южно-Сахалинске наблюдалась очень устойчивая стратификация атмосферы ($LI = 21$ °C). При этом на высотах 1 600–1 900 м отмечена инверсия температур.

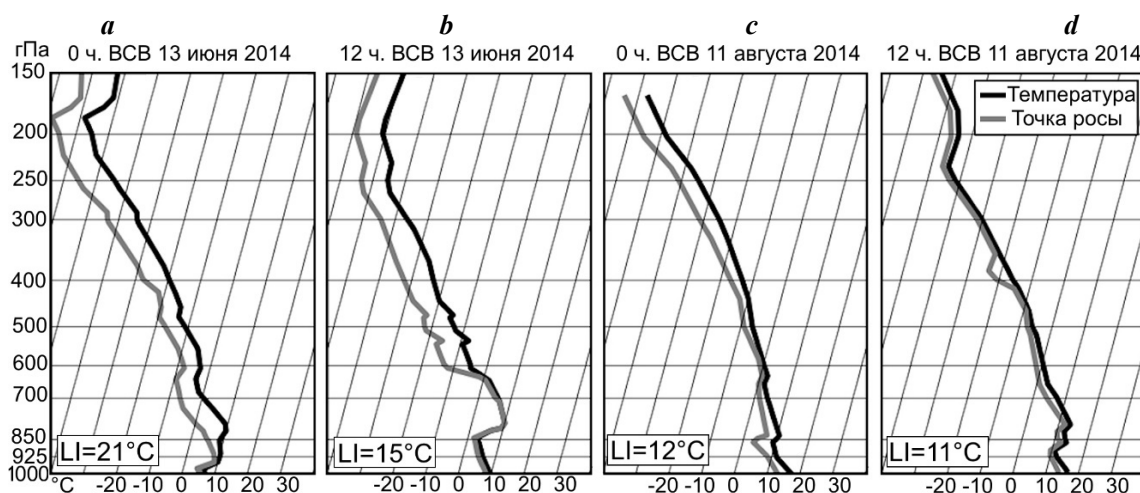


Рис. 3. Температурно-влажностная стратификация атмосферы 13 июня и 11 августа 2014 г. по данным радиозондирования в Южно-Сахалинске

a – 00:00 13 июня 2014 г., b – 12:00 13 июня 2014 г., c – 00:00 11 августа 2014 г., d – 12:00 11 августа 2014 г. (ВCB)

Fig. 3. Temperature-humidity stratification of the atmosphere on 13 June and 11 August, 2014 according to the sounding observations in Yuzhno-Sakhalinsk

a – 00:00 13 June, 2014, b – 12:00 13 June, 2014, c – 00:00 11 August, 2014, d – 12:00 11 August, 2014 (UTC)

В нижнем километровом слое скорости ветра переменного направления (от северного до юго-восточного) достигали 9–12 м/с. От высоты 1 232 м скорость юго-восточного ветра резко возросла с 15 м/с до 28 м/с на высоте 3 604 м (684 гПа). На высоте около 4 км направление ветра меняется на юго-юго-восточное и далее на южное, а скорость падает до 12 м/с, резко возрастая до 27 м/с уже на высотах 11–12 км (230–200 гПа).

Данные радиозондирования за 00:00 ВСВ 11 августа 2014 г. в Южно-Сахалинске (рис. 3, с) также показывают очень устойчивую стратификацию атмосферы ($LI = 12^\circ\text{C}$), в слоях 900–1 200 м и 1 600–1 900 м отмечена инверсия температуры. В нижнем 700-метровом слое скорость восточного ветра монотонно возрастала с высотой от 6 до 16 м/с и далее резко – в слое от 1,1 до 2,5 км до 21–25 м/с. Выше отмечалось падение скорости до 14 м/с, и ветер поворачивал к юго-востоку и далее югу. На высоте 7,4 км (400 гПа) скорость ветра достигла 21 м/с и далее возрастала до 29 м/с вплоть до последнего уровня зондирования (на высоте около 12,2 км, 200 гПа).

Таким образом, метеорологические условия на юге Сахалина 13 июня и 11 августа 2014 г. имели следующие общие черты:

- глубокий южный циклон, быстро перемещающийся на север по 130° – 150° в.д.;
- юг Сахалина находится в теплом секторе циклона;
- приземная барическая ложбина над севером острова Хоккайдо (Япония) и югом Сахалина и гребень в Охотском море, определяющие положение фронтальных разделов;
- в течение суток наблюдалась очень устойчивая стратификация атмосферы в Южно-Сахалинске (рис. 3) при наличии инверсии температуры в слое 1 600–1 900 м.

Результаты численного моделирования

Общая характеристика модельного поля приземного ветра. На рис. 4 линиями тока представлены поля горизонтального ветра на высоте 10 м на юге Сахалина, полученные во вложенной области моделирования (d02) с горизонтальным шагом 1 км в различные моменты времени.

Около 15:00 местного времени 13 июня 2014 г. (см. рис. 4, а) на морской акватории у южной оконечности Сахалина получены скорости приземного ветра до 15–25 м/с. При этом с восточной стороны приземный воздушный поток огибает Сусунайский хребет, за исключением ложбины в южной части хребта. К 18:00 (рис. 4, б) на гребне Сусунайского хребта при переваливании воздушных масс скорости приземного

ветра достигают примерно 30 м/с. На западном склоне в это время получены вертикальные движения воздуха со скоростями до -5 м/с, что свидетельствует о быстром стекании воздушного потока, преодолевшего горное препятствие, по подветренному склону. Такой режим течения воздушного потока сохраняется примерно до 22:00 13 июня.

Модельные поля приземного ветра 11 августа 2014 г. представлены линиями тока на рис. 4, с, d. Практически с самого начала моделирования воздушный поток переваливает как через Сусунайский хребет, так и через более пологие предгорья Западно-Сахалинских гор (рис. 4, с). В период между 17:00 и 23:00 местного времени на гребне Сусунайского хребта максимальные скорости ветра достигают 30 м/с и более. Они сопровождаются нисходящими движениями воздуха со скоростями до -5 ... -7 м/с практически на всем западном склоне хребта. Около 02:00 12 августа скорость приземного ветра вблизи Южно-Сахалинска снижается, а воздушный поток вновь блокируется центральной частью Сусунайского хребта (рис. 4, d).

Анализ данных наблюдений и модельных расчетов в обоих рассматриваемых случаях показывает наличие всех необходимых условий для формирования горных волн [Bagry, 2010]: на юге Сахалина имеется очень устойчивая стратификация атмосферы и скорость набегающего на Сусунайский хребет ветра достигает не менее 8–15 м/с.

На рис. 5 представлен временной ход вертикального профиля модельного ветра, по данным вложенной области моделирования в точке с координатами $46,96^\circ$ с.ш., $143,25^\circ$ в.д., которая находится в непосредственной близости к восточному побережью Сахалина. Параллель $46,96^\circ$ с.ш. проходит через Южно-Сахалинск, и по ней в модели максимальная высота Сусунайского хребта составляет 788 м. Из рис. 5 видно, что ветер со скоростями, достаточными для формирования горной волны, в обоих случаях присутствует от начала процесса моделирования. При этом скорость набегающего потока со временем возрастает и достигает 25 м/с и выше: 13 июня это происходит примерно к 16:00, а 11 августа – к 13:00 местного времени. Аналогичное распределение и динамика вертикальных профилей набегающего ветра получены и для других точек, расположенных с восточной стороны Сусунайского хребта.

Вертикальное распределение ветра и потенциальной температуры. Для определения наличия и характеристик горных волн, полученных по модели, рассчитывались вертикальные профили потенциальной температуры θ , вертикальной скорости ω и модуля вектора ветра (u , v , ω), выполненные примерно по параллели $46,96^\circ$ с.ш., проходящей через Южно-Сахалинск, а также на ± 1 , ± 3 , ± 6 , ± 9 км соответственно к югу и северу от нее.

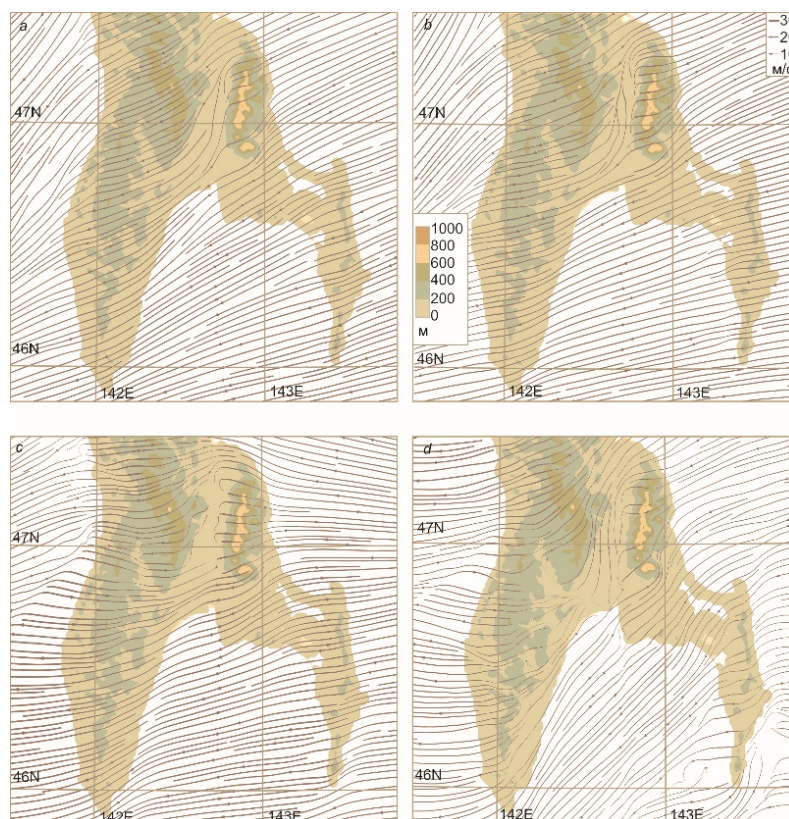


Рис. 4. Линии тока модельного горизонтального приземного ветра на высоте 10 м

a – на 15:00 13 июня 2014 г.; *b* – 18:00 13 июня 2014 г.; *c* – 17:00 11 августа 2014 г.; *d* – 02:00 12 августа 2014 г. (время местное)

Fig. 4. Stream lines of simulated 10-m horizontal wind

a – 15:00 13 June, 2014; *b* – 18:00 13 June, 2014; *c* – 17:00 11 August, 2014; *d* – 02:00 12 August, 2014 (local time)

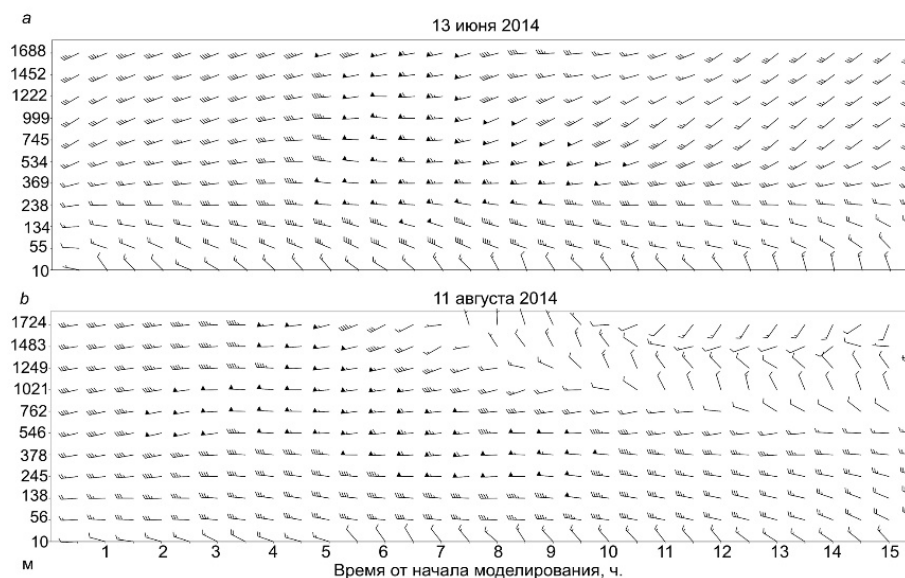


Рис. 5. Временной ход вертикального распределения набегающего на Сусунайский хребет модельного ветра

a – 13 июня 2014 г.; *b* – 11 августа 2014 г.

Fig. 5. Time series of vertical distribution of the simulated oncoming wind to Susunaj Ridge

a – 13 June, 2014; *b* – 11 August, 2014

Примеры таких профилей по параллели 46,96° с.ш. приведены на рис. 6. Видно, что в обоих случаях формируются горные волны, получившие к 18:00 местного времени достаточное развитие и угасающие к концу дня. При этом, процессы развиваются неодинаково: 13 июня сформировались ярко выраженные волны вертикального развития с длиной волны около 2 км, а 11 августа – горная волна горизонтального развития с длиной примерно от 12 км (в 18 ч) до 20–25 км (к 21 ч). В рассматриваемых случаях отличия в формировании горных волн обусловлены различиями в динамике вертикального профиля ветра и стратификации атмосферы в нижнем слое.

На временном интервале до 4 ч от начала моделирования (15 ч местного времени) 13 июня скорости набегающего потока не превышали 20–22 м/с (рис. 5, а), а изменение потенциальной температуры по вертикали

($\Delta\theta$) в слое от уровня земли до высоты 2500 м, в основном, не превышало 15–17 К (рис. 7, а), что привело к формированию волн вертикального развития большой амплитуды (около 4 км) и малой длины (2–3 км), рис. 6, а–е. Дальнейшее возрастание $\Delta\theta$ до 23–25 К не привело к изменению формы волнового процесса, что обусловлено увеличением скорости набегающего ветра до 25–32 м/с и особенностями распределения значений $\Delta\theta$ по слоям (рис. 7). При общем росте $\Delta\theta$ наблюдается его резкое снижение в нижнем слое до высоты 500 м, что способствовало поддержанию волн вертикального развития в дальнейший период вплоть до 10–11 ч. от начала моделирования. Далее скорость набегающего потока снижается и волновой процесс затухает. В целом модельная волна полностью разрушается через 15 ч от начала моделирования (к 2 ч ночи местного времени следующих суток).

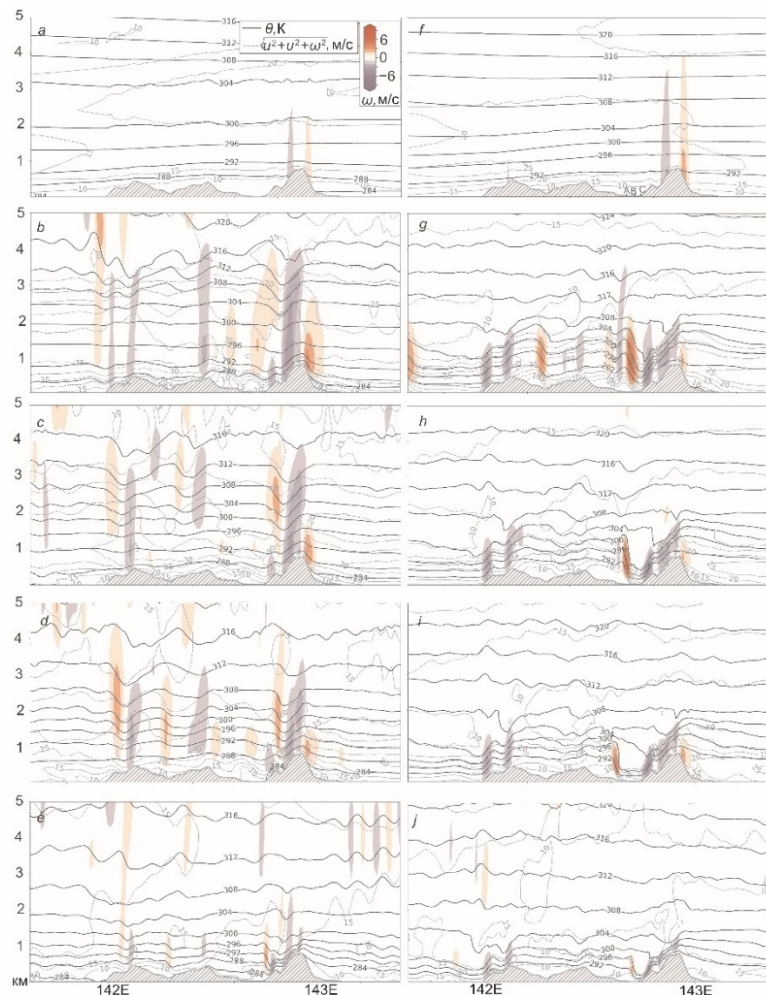


Рис. 6. Вертикальные профили модельной потенциальной температуры (θ), вертикальной скорости (ω) и модуля вектора ветра (u, v, ω) в слое от уровня земли до высоты 5 000 м

a – 00:00, b – 07:00, c – 08:00, d – 10:00, e – 15:00 13 июня 2014 г., f – 00:00, g – 07:00, h – 08:00, i – 10:00, j – 15:00 11 августа 2014 г. (BCV)

Fig. 6. Vertical profiles of simulated potential temperature (θ), vertical velocity (ω) and module of wind vector (u, v, ω) in the layer from surface to 5000 m

a – 00:00, b – 07:00, c – 08:00, d – 10:00, e – 15:00 13 June, 2014, f – 00:00, g – 07:00, h – 08:00, i – 10:00, j – 15:00 11 August, 2014 (UTC)

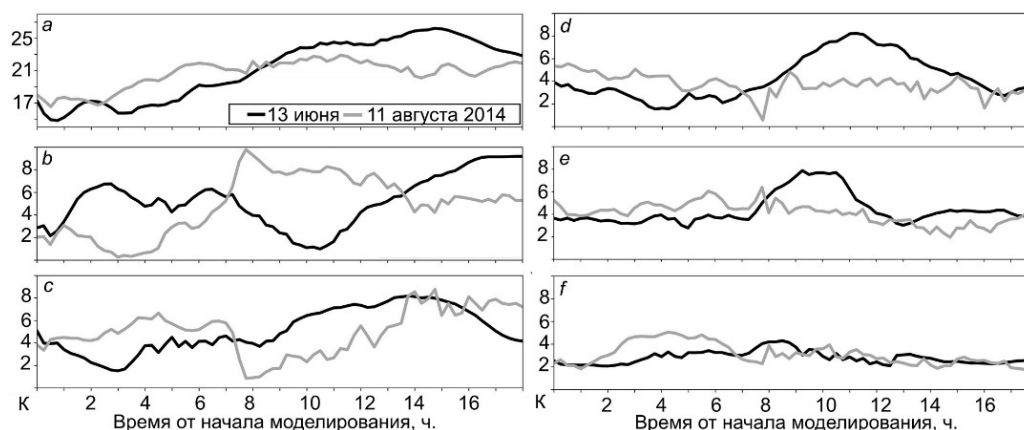


Рис. 7. Изменение модельной потенциальной температуры 13 июня и 11 августа 2014 г. по слоям

a – от уровня земли до 2 500 м, *b* – от уровня земли до 500 м, *c* – от 500 до 1 000 м, *d* – от 1 000 до 1 500 м, *e* – от 1 500 до 2 000 м, *f* – от 2 000 до 2 500 м

Fig. 7. Vertical difference of simulated temperature in the layers on 13 June and 11 August, 2014

a – from surface to 2,500 m, *b* – from surface to 500 m, *c* – from 500 to 1,000 m, *d* – from 1000 to 1,500 m, *e* – from 1,500 to 2,000 m, *f* – from 2,000 to 2,500 m

Во втором случае, 11 августа 2014 г., скорости набегающего потока достигли 25 м/с уже через 2 ч от начала моделирования (к 13:00 местного времени) и к 4 ч (15:00) возросли до 25 м/с на уровнях близких к высоте хребта (см. рис. 5, *b*).

Перепад потенциальной температуры в слое от уровня земли до высоты 2 500 м в течение первых 2 ч моделирования (до 13:00 местного времени) в целом был выше, чем 13 июня (рис. 7, *a*), но не превышал 18 К. При этом в нижнем слое (до 500 м) в период до 3 ч (14:00) значение $\Delta\theta$ не превышало 3 К и снижалось на 0,3–0,9 К/ч (рис. 7, *b*).

В таких условиях сформировались горные волны высокой интенсивности с вертикальными скоростями до 5–7 м/с и длиной волны около 6–7 км (см. рис. 6, *f–j*). Но они не приобрели характер волн вертикального развития, так как значения $\Delta\theta$ в слое 500–1 000 м возрастали примерно до 4 ч от начала моделирования (рис. 7, *c*). Далее, в период с 4-го по 6-й ч моделирования на фоне роста значений $\Delta\theta$ до 22 К в слое до высоты 2 500 м, а также роста скорости набегающего потока на высотах от 245 м и до высоты хребта, и выше (1 000–1 200 м), рис. 7, *b*, стала формироваться горная волна горизонтального развития большой длины (до 20–25 км), распространившаяся на всю Сусунайскую долину, что привело к ветровому режиму с высоким горизонтальным сдвигом вектора ветра в долине и по окаймляющим ее горным склонам. Максимальное развитие такой ветровой режим получил в 8–9 ч от начала моделирования (19:00–20:00 местного времени) и сохранялся до 10 ч (21:00). Далее процесс постепенно затухает, и горная волна разрушается. В целом, как и 13

июня, смоделированная волна полностью распадается к 02:00 следующих суток.

Соотношение начальных условий формирования горных волн при моделировании хорошо видно при сравнении рис. 6, *a, f*. В начальной ситуации 11 августа (рис. 6, *f*) видны уже сформировавшиеся восходящие потоки на наветренной стороне Сусунайского хребта и нисходящие движения на подветренной стороне с высоты около 3,5 км. В стартовой ситуации 13 июня восходящие потоки на наветренной стороне хребта едва заметны, нисходящие движения на подветренной стороне проявляются только с высоты около 2 км. Представленное на рис. 7 распределение значений $\Delta\theta$ по слоям для рассматриваемых случаев демонстрирует существенное различие временного хода этих значений в нижних слоях (до 1 000 м). Эти различия уменьшаются с ростом высоты вплоть до практически полного совпадения обоих графиков в верхнем слое 2 000–2 500 м (рис. 7, *f*).

Графики рис. 7 в совокупности с данными рис. 5, 6 демонстрируют влияние послойной стратификации атмосферы от уровня земли до высоты горного препятствия на формирование режима обтекания этого препятствия воздушным потоком, в том числе на характеристики возникших горных волн, наряду с динамикой вертикального распределения скоростей ветра.

Порывы ветра

Как показали результаты численного моделирования, ветровой режим в Южно-Сахалинске в рассматриваемых случаях определялся горными волнами,

сформировавшимися в процессе обтекания Сусунайского хребта воздушным потоком. В таких условиях порывы ветра, очевидно, порождаются сдвигом вектора ветра. Расчет скорости ветра при порывах по методике, учитывающей приращение скорости ветра в ППС, дает результаты ниже фактических. Так, 13 июня 2014 г. максимальные расчетные скорости ветра при порывах составили 22–24 м/с (высота ППС в период моделирования находилась в интервале от 600 до 1 500 м), а 11 августа – 26 м/с (высота ППС менялась в диапазоне от 700 до 2 500 м, опускаясь до 500–800 м к концу периода моделирования). При этом 13 июня порывы ветра получены для всех моментов времени, а 11 августа порывы ветра получены только до 17:00 местного времени, далее они отсутствуют, и максимальная скорость ветра совпадает со скоростью среднего ветра (22–24 м/с).

При использовании в формулах (2)–(3) значений вертикального сдвига вектора ветра, рассчитанного по соотношению (4), 13 июня максимальные

скорости ветра при порывах достигают 27–29 м/с в Южно-Сахалинске (точка В) и 32–34 м/с у западного склона Сусунайского хребта (точка С) (табл. 1). Эти результаты сравнимы с данными наблюдений на городской метеорологической станции (точка В) и соответствуют предположительной (судя по разрушениям) силе ветра в восточной части города (точка С). Горизонтальные сдвиги ветра в нижнем слое (от уровня земли до половины высоты горного препятствия) 13 июня были невелики (не более 10–12 м/с), поэтому связанные с ними порывы ветра получились незначительными.

Максимальные значения скоростей ветра при порывах 11 августа, рассчитанные по вертикальному сдвигу вектора ветра, при расчетах сдвига в ППС получены до 38 м/с, а при расчетах в слое до высоты горного препятствия – до 58 м/с. Горизонтальный сдвиг ветра в нижнем слое был существенным, и максимальные скорости при порывах достигли 41–42 м/с в период времени, близкий ко времени наблюдений (табл. 2).

Таблица 1

Временной ход максимальных значений параметров ветра для случая 13 июня 2014 г.

Table 1

Time series of maximum values of wind parameters on the event of 13 June, 2014

Время местное, ч	11:00– 15:00	15:00– 16:00	16:00– 17:00	17:00– 18:00	18:00– 19:00	19:00– 20:00	20:00– 21:00	21:00– 22:00	22:00– 02:00
Средний ветер на высоте 10 м, u_{v10}									
	8	8	9	9	8	8	7	7	9
Скорость ветра при порывах, $gust$									
Точка В	17	19	22	22	20	17	16	13	13
Точка С	20	23	24	22	23	21	20	17	18
Скорость ветра при порывах в точке В, рассчитанная по вертикальному сдвигу вектора ветра ΔV_z , в слое									
до высоты ППС	20	21	23	27	24	19	21	15	21
до высоты 788 м	23	24	25	29	28	24	21	18	21
Скорость ветра при порывах в точке С, рассчитанная по вертикальному сдвигу вектора ветра ΔV_z , в слое									
до высоты ППС	24	25	28	30	27	27	24	23	25
до высоты 788 м	26	27	31	32	34	31	27	27	28
Скорость ветра при порывах, рассчитанная по среднему горизонтальному сдвигу вектора ветра ΔV_h в слое до высоты 394 м									
между точками В и С	14	15	16	16	15	11	14	15	11
между точками А и В	12	11	12	12	11	13	13	13	11

Примечание. Здесь и в табл. 2: значение 788 м соответствует максимальной высоте Сусунайского хребта по параллели 46,96° с.ш. в модельной сетке с горизонтальным шагом 1 км (d02); 394 м – одна вторая от этой высоты. Точки А, В, С расположены вдоль параллели 46,96° с.ш. у восточного подножия Западно-Сахалинских гор, в Южно-Сахалинске и у западного склона Сусунайского хребта соответственно (см. рис. 6, f).

Note. Here and in the Table 2: value of 788 m corresponds to maximum height of Susunaj Ridge along parallel of 46.96N inside the model domain with horizontal grid spacing of 1 km (d02); 394 m is a half of this height. Points of A, B and C are situated along parallel of 46.96N near the eastern foot of West Sakhalin Mountains, in Yuzhno-Sakhalinsk and near the western slope of Susunaj Ridge accordingly (see fig. 6, f).

Данные табл. 1, 2 показывают, что расчеты с использованием вертикального сдвига вектора ветра дают более существенные значения порывов, чем данные наблюдений. Это не противоречит логике событий, поскольку измерения выполняются в

определенной точке Сусунайской долины – на метеорологической станции Южно-Сахалинска, а оценка величины возможных порывов ветра выполнена вдоль параллели 46,96° с.ш. по всей ширине долины между Сусунайским хребтом и предгорьями Западно-

Сахалинских гор. Исходя из количества и толщины поваленных деревьев в нижней части западного склона Сусунайского хребта, порывы ветра 13 июня здесь были существенно выше зафиксированных на метеорологической станции. Как видно из рис. 8, а, 13 июня горизонтальный сдвиг вектора ветра между городом

(точка В) и западным склоном Сусунайского хребта (точка С) значительно выше, чем между точками В и А, расположенной у восточных предгорий Западно-Сахалинских гор. Это свидетельствует о том, что максимальные порывы ветра 13 июля были у западного склона Сусунайского хребта и его окрестностей.

Таблица 2
Временной ход максимальных значений параметров ветра для случая 11 августа 2014 г.

Table 2

Time series of maximum values of wind parameters on the event of 11 August, 2014

Время местное, ч	11:00–15:00	15:00–16:00	16:00–17:00	17:00–18:00	18:00–19:00	19:00–20:00	20:00–21:00	21:00–22:00	22:00–02:00
Средний ветер на высоте 10 м, uv_{10}									
	9	10	15	26	24	24	24	23	22
Скорость ветра при порывах, $gust$									
Точка В	19	22	24	26	24	24	24	23	22
Скорость ветра при порывах в точке В, рассчитанная по вертикальному сдвигу вектора ветра ΔV_z , в слое									
до высоты ППС	21	24	28	38	37	36	37	35	30
до высоты 788 м	21	36	41	49	58	55	52	51	49
Скорость ветра при порывах, рассчитанная по среднему горизонтальному сдвигу вектора ветра ΔV_h в слое до высоты 394 м									
между точками В и С	8	28	34	42	32	29	27	25	27
между точками А и В	9	18	24	36	41	40	31	34	31

В случае 11 августа 2014 г. весьма существенные значения горизонтального сдвига вектора ветра получены в период между 18:00 и 20:00 местного времени (7–9 ч от начала моделирования) между городом и восточными предгорьями Западно-Сахалинских гор (точками В и А), т.е. ближе к местоположению метеорологической станции. Это, вероятно, позволило зафиксировать на станции порывы ветра до 42 м/с. Примерно такие же величины горизонтального сдвига вектора ветра получены и между точками В и С, т.е. городом и западным склоном Сусунайского хребта в 16:00–18:00 местного времени (5–7 ч от начала

моделирования), но там измерения не выполняются (рис. 8, б). Следовательно, не исключено, что в других местах Сусунайской долины максимальный ветер при порывах мог достигать близких к полученным по модели величин, приведенных в табл. 2. Это косвенно подтверждается объемом разрушений, наблюдавшихся в городе, и количеством сломанных деревьев на западном склоне Сусунайского хребта в нижней его части. При этом существенная часть повала деревьев на западном склоне Сусунайского хребта уже имела место 13 июня, т.е. поваленные 11 августа деревья устояли 13 июня.

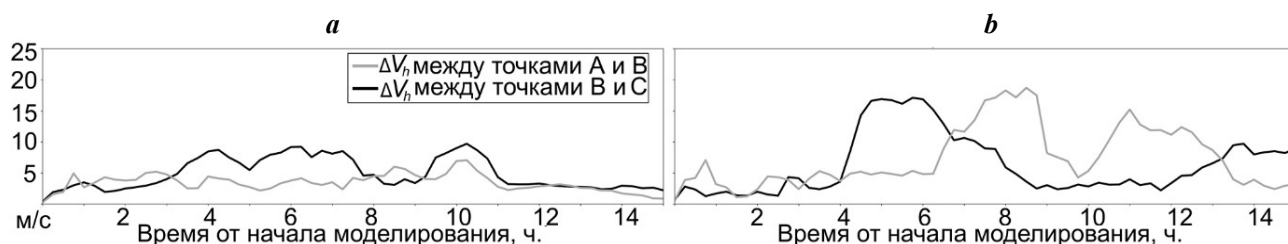


Рис. 8. Средний горизонтальный сдвиг вектора ветра между парами точек А и В, В и С в слое до высоты 394 м

а – 13 июня, б – 11 августа 2014 г.

Fig. 8. Averaged horizontal shear of wind vector between pairs of the points of A and B, B and C in the layer to the height of 394 m

а – 13 June, б – 11 August, 2014

Приведенные данные показывают, что методология расчета без учета сдвига ветра занижает скорость ветра при порывах в рассматриваемых случаях. Это объясняется тем, что при образовании горных волн порывы ветра связаны с формированием больших сдвигов вектора ветра на подветренной стороне горного препятствия. Кроме того, получено, что горные волны вертикального развития порождают более существенный вертикальный сдвиг вектора ветра в сравнении с горизонтальным, а горные волны горизонтального развития вызывают существенный горизонтальный сдвиг вектора ветра в нижнем слое.

Результаты и выводы

Проведенные исследования показали, что причиной сильных порывов ветра 13 июня и 11 августа 2014 г. в Южно-Сахалинске были значительные сдвиги вектора ветра, возникшие в результате формирования интенсивных горных волн в условиях очень устойчивой стратификации атмосферы и усиления скоростей набегающего ветра, практически перпендикулярно направленного к восточному склону Сусунайского хребта, до 15–25 м/с и более.

С помощью численного моделирования установлен факт формирования горных волн в обоих случаях. продемонстрирован процесс возникновения, развития и затухания горных волн. Выявлено, что развитие горных волн и их характеристики существенно зависят от полойной стратификации атмосферы от уровня земли до высоты горного препятствия и динамики вертикального профиля вектора набегающего ветра.

Показано, что модель WRF–ARW на сетках с высоким пространственным разрешением вполне адекватно воспроизводит процессы формирования и развития горных волн. При общей схожести синоптической ситуации и температурно-влажностной стратификации атмосферы в начальный момент времени модель воспроизводит детали развития волновых процессов, связанные с различиями в вертикальной структуре набегающего потока и распределении значений потенциальной температуры по вертикали, которые особенно ярко выражены в слое от уровня земли до высоты горного препятствия.

Поскольку сама модель рассчитывает средний ветер, порывы ветра вычисляются отдельно по выбранному алгоритму, и величина максимальных порывов ветра зависит от методологии, положенной в основу расчета. Численные эксперименты показали, что методология расчета без учета сдвига ветра занижает

скорость ветра при порывах в рассматриваемых случаях, поскольку при образовании горных волн порывы ветра связаны с формированием больших сдвигов вектора ветра на подветренной стороне горного препятствия. Установлено, что горные волны вертикального развития порождают более существенный вертикальный сдвиг вектора ветра в сравнении с горизонтальным, а горные волны горизонтального развития вызывают существенный горизонтальный сдвиг вектора ветра в нижнем слое.

Использование вертикального сдвига вектора ветра показало более существенные значения скоростей ветра при порывах, чем данные наблюдений. Это не противоречит логике исследуемых событий, поскольку измерения выполняются в фиксированной точке – на метеорологической станции Южно-Сахалинска, а оценки величины возможных порывов ветра рассмотрены для точек, расположенных вдоль параллели 46,96° с.ш. по всей ширине Сусунайской долины. Исходя из количества поваленных деревьев в нижней части западного склона Сусунайского хребта, порывы ветра 13 июня 2014 г. здесь были существенно выше зафиксированных на метеорологической станции, расположенной в центральной части долины. Горизонтальный сдвиг вектора ветра между Южно-Сахалинском и западным склоном Сусунайского хребта 13 июня получен значительно выше, чем между Южно-Сахалинском и восточными предгорьями Западно-Сахалинских гор. Это свидетельствует о том, что максимальные порывы ветра 13 июня 2014 г. были у западного склона Сусунайского хребта и в его окрестностях. В случае 11 августа 2014 г. значительный горизонтальный сдвиг вектора ветра в период, близкий к периоду измерений, получен между Южно-Сахалинском и восточными предгорьями Западно-Сахалинских гор, т.е. ближе к местоположению метеорологической станции. Это, вероятно, позволило зафиксировать порывы до 42 м/с в пункте наблюдений. Тем не менее не исключено, что в других местах долины максимальная скорость ветра в порывах могла быть существенно больше зафиксированных значений, вплоть до близких к величинам, рассчитанным по вертикальному сдвигу вектора ветра в слое до высоты горного препятствия. Это косвенно подтверждается объемом разрушений, наблюдавшимся в городе и количеством сломанных деревьев на западном склоне Сусунайского хребта, учитывая, что существенная часть повала деревьев здесь уже имела место 13 июня, т.е. поваленные 11 августа деревья устояли 13 июня.

Список источников

- Земцова А.И. Климат Сахалина. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 197 с.
Ежемесячный гидрометеорологический бюллетень ДВНИГМИ // Тропические циклоны. 2014а. Разд. V. 2014. № 6. URL: http://ferhri.org/images/stories/FERHRI/Bulletins/Bul_2014/2014.06_ch5_typhoon.pdf (дата обращения: 28.03.2021).

- Ежемесячный** гидрометеорологический бюллетень ДВНИГМИ // Тропические циклоны. 2014б. Разд. V. № 8. URL: http://ferhri.org/images/stories/ferhri/Bulletins/Bul_2014/2014.08_ch5_typhoon.pdf (дата обращения: 28.03.2021).
- Тунеголовец В.П., Дашко Н.А., Варламов С.М.** Исследования давления воздуха и его резких изменений над южными районами Дальневосточного региона // Тематический вып. ДВНИГМИ № 2. Владивосток : Дальнаука, 1999. С. 17–41.
- Barry R.G.** Mountain weather and climate. Cambridge : Cambridge University Press, 2008. 506 p.
- Durrán D.R.** Mountain waves and downslope winds // Atmospheric processes over complex terrain, Meteorological Monographs. 1990. V. 23. P. 59–81.
- Galway J.G.** The lifted index as a predictor of latent instability // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1956. V. 37 (10). P. 528–529.
- Hong S.-Y., Noh Y., Dudhia J.** A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrained processes // Mon. Wea. Rev. 2006. V. 134 (9). P. 2318–2341.
- Maruhashi J., Serrão P., Belo-Pereira M.** Analysis of mountain wave effects on a hard landing incident in Pico aerodrome using the AROME model and airborne observations // Atmosphere. 2019. V. 10 (7). P. 350.
- Romanskii S.O., Verbitskaya E.M., Sulyandizga P.B.** A numerical study of intense convection that caused the tornado in Blagoveshchensk on July 31, 2011 // Russ. Meteorol. Hydrol. 2020. V. 45. P. 403–410.
- Shin H.H., Dudhia J.** Evaluation of PBL parameterizations in WRF at subkilometer grid spacings: turbulence statistics in the dry convective boundary layer // Mon. Wea. Rev. 2016. V. 144 (3). P. 1161–1177.
- Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D., Duda M.G., Xiang-yu H., Wei W., Powers J.G.** A description of the advanced research WRF version 3, Tech. Note NCAR/TN-475+STR. Boulder: National centers for atmospheric research, 2008. 125 p. URL: <https://opensky.ucar.edu/islandora/object/technotes:500> (дата обращения: 01.04.2021).
- Thompson G., Field P.R., Rasmussen R.M., Hall W.D.** Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: implementation of a new snow parameterization // Mon. Wea. Rev. 2008. V. 136 (12). P. 5095–5115.
- Verbitskaya E., Romanskii S., Verbitskaya Z.** Numerical forecasting of squall lines and strong winds on the territory of Transbaikalia region, Russia // CEUR Workshop Proceedings. 2019. V. 2426. P. 71–76.
- Zhang D., Anthes R.A.** A high-resolution model of the planetary boundary layer—sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data // J. Appl. Meteor. 1982. V. 21. P. 1594–1609.
- Unipost.** URL: <https://github.com/wcarthur/UPP/tree/master/src/unipost> (дата обращения: 28.06.2021).

References

- Zemtsova A.I. *Klimat Sakhalina* [Climate of Sakhalin]. Leningrad: «Gidrometeoizdat», 1968. 197 p. In Russian.
- Ezhemesyachnyy gidrometeorologicheskii byulleten' DVNIGMI. Tropicheskie tsiklony* [Monthly hydrometeorological bulletin of FERHRI. Tropical cyclones]. Section. V. 2014. No. 6. URL: http://ferhri.org/images/stories/ferhri/Bulletins/Bul_2014/2014.06_ch5_typhoon.pdf (Date of accessed: 28.03.2021). In Russian.
- Ezhemesyachnyy gidrometeorologicheskii byulleten' DVNIGMI. Tropicheskie tsiklony* [Monthly hydrometeorological bulletin of FERHRI. Tropical cyclones]. Section. V. 2014. No. 8. URL: http://ferhri.org/images/stories/ferhri/Bulletins/Bul_2014/2014.08_ch5_typhoon.pdf (Date of accessed: 28.03.2021). In Russian.
- Tunegolovets V.P., Dashko N.A., Varlamov S.M. *Issledovaniya davleniya vozdukh i ego rezkikh izmeneniy nad yuzhnyimi rayonami Dal'nevostochnogo regiona* [Atmospheric pressure and its abrupt variations over the southern Far Eastern region] // FERHRI Special Issue No. 2. Vladivostok: «Dalnauka», 1999. pp. 17–41. In Russian.
- Barry R.G. Mountain weather and climate. Cambridge: Cambridge university press, 2008. 506 p.
- Durrán D.R. Mountain waves and downslope winds // Atmospheric processes over complex terrain, Meteorological Monographs. 1990. V. 23. pp. 59–81.
- Galway J.G. The lifted index as a predictor of latent instability // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1956. V. 37(10). pp. 528–529.
- Hong S.-Y., Noh Y., Dudhia J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrained processes // Mon. Wea. Rev. 2006. V. 134(9). Pp. 2318–2341.
- Maruhashi J., Serrão P., Belo-Pereira M. Analysis of mountain wave effects on a hard landing incident in Pico aerodrome using the AROME model and airborne observations // Atmosphere. 2019. V. 10(7):350.
- Romanskii S.O., Verbitskaya E.M., Sulyandizga P.B. A numerical study of intense convection that caused the tornado in Blagoveshchensk on July 31, 2011 // Russ. Meteorol. Hydrol. 2020. V. 45. pp. 403–410.
- Shin H.H., Dudhia J. Evaluation of PBL parameterizations in WRF at subkilometer grid spacings: turbulence statistics in the dry convective boundary layer // Mon. Wea. Rev. 2016. V. 144(3). pp. 1161–1177.
- Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D., Duda M.G., Xiang-yu H., Wei W., Powers J.G. A description of the advanced research WRF version 3, Tech. Note NCAR/TN-475+STR. Boulder: National centers for atmospheric research, 2008. 125 p. URL: <https://opensky.ucar.edu/islandora/object/technotes:500> (Date of accessed: 01.04.2020).
- Thompson G., Field P.R., Rasmussen R.M., Hall W.D. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: implementation of a new snow parameterization // Mon. Wea. Rev. 2008. V. 136(12). pp. 5095–5115.
- Verbitskaya E., Romanskii S., Verbitskaya Z. Numerical forecasting of squall lines and strong winds on the territory of Transbaikalia region, Russia // CEUR Workshop Proceedings. 2019. V. 2426. pp. 71–76.
- Zhang D., Anthes R.A. A high-resolution model of the planetary boundary layer—sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data // J. Appl. Meteor. 1982. V. 21. pp. 1594–1609.
- Unipost. URL: <https://github.com/wcarthur/UPP/tree/master/src/unipost> (Date of accessed: 28.06.2021).

Информация об авторах:

Романский С.О., кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, отдел гидрометеорологических исследований и прогнозов, Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Владивосток, Россия.
E-mail: khvstas@gmail.com

Вербицкая Е.М., кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, отдел гидрометеорологических исследований и прогнозов, Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Владивосток, Россия.
E-mail: werbaem@gmail.com

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Romanskiy S.O., Cand. Sci. (Phys.-Math), Senior Researcher, Department of Hydrometeorological Research and Forecasting, Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute, Vladivostok, Russia.
E-mail: khvstas@gmail.com

Verbitskaya E.M., Cand. Sci. (Geography), Leading Researcher, Department of Hydrometeorological Research and Forecasting, Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute, Vladivostok, Russia.
E-mail: werbaem@gmail.com

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.
The authors declare no conflict of interest.

Статья поступила в редакцию 19.04.2022; одобрена после рецензирования 12.10.2022; принята к публикации 05.12.2023

The article was submitted 19.04.2022; approved after reviewing 12.10.2022; accepted for publication 05.12.2023

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2023. № 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 05.12.2023 г. Формат 60×84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 19,5; усл. печ. л. 18,1.
Тираж 50 экз. Заказ № 5711. Цена свободная.

Дата выхода в свет 28.12.2023 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