

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2025

№ 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.



Подписной индекс в объединённом каталоге «Пресса России» 94288

Томский государственный университет
2025

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

Заместитель главного редактора: **Шпанский А.В.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор, Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

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

E-mail: gssr_tsu@mail.ru

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, Сибирский государственный индустриальный университет, 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, Томский государственный университет, Томск, Россия

Земцов В.А., д-р геогр. наук, профессор, Томский государственный университет, Томск, Россия

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

Парначев В.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор, Томский государственный университет, 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, Томский политехнический университет, Томск, Россия

Сазонов А.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

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

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

Худoley А.К., д-р геол.-минерал. наук, профессор, Санкт-Петербургский государственный университет, 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, Томский государственный университет, 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 Holymoog Consultancy, Честерфилд, Университета Глазго, Великобритания

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

Покровский О.С., ведущий научный сотрудник, обсерватория 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

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

Эрист Р.Э., профессор, Карлтонский университет, 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: **Andrey E. Izokh**, Corresponding Member of RAS, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Deputy Editor-in-Chief: **Andrey V. Shpansky**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, 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: gss_tsu@mail.ru

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

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

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

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

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

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

Parnachov V.P., Professor, 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, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

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

Sazonov A.M., Professor, 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, St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia

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

Chernyshov A.I., Professor, 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, 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, Hamburg University, Hamburg, Germany

Richard E. Ernst, Professor, 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, 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, Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Lychagin D.V.**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Podobina V.M.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Romashova T.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Sevast'yanov V.V.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor, 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

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

- Зольников И.Д., Филатов Е.А., Клементьев А.М., Бордюгова Е.А., Глушкова Н.В., Джуманов А.Т., Фетисов И.С.** Верхнечетвертичный аллювий Тувинской котловины и его взаимоотношения с вмещающими отложениями 7

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

- Маликов Д.Г., Барышников Г.Ф.** Плейстоценовый красный волк (*Cuon alpinus*) из Куртака, Южная Сибирь 18

ПЕТРОЛОГИЯ

- Бухарова О.В., Абдуллозода Х.Х., Асочакова Е.М., Кунгулова Э.Н.** Гишунский базит-гипербазитовый комплекс (Северный Памир): метасоматоз и рудоносность 29
- Дугарова Н.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С.** Изотопно-геохимическая неоднородность пород офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау 52

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Потапов И.Л.** Микроэлементный состав апатита в метаморфических породах Приполярного Урала 69
- Садиров М.Ш., Вологодина И.В., Дутова Е.М., Асочакова Е.М., Тишин П.А., Туробов Э.Ш.** Геохимические особенности подземных вод и вещественный состав травертинов Таловских чаш (Колывань-Томская складчатая зона, Западная Сибирь) 90
- Юричев А.Н., Корбояк Е.В.** Неназванная фаза (Rh,Zn,Pt) из подформных хромитов – новый минеральный вид? 106

ГИДРОЛОГИЯ

- Гырдымов Д.А., Калинин В.Г., Чичагов В.В.** Многолетняя изменчивость сезонного стока рек водосбора Верхней и Средней Камы 117
- Лубенец Л.Ф., Морейдо В.М., Черных Д.В., Першин Д.К.** Многолетняя динамика характеристик летне-осенней межени и минимального стока на р. Майма (низкогорья северного и северо-восточного Алтая) 128

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

- Пряхина Г.В., Сыромятина М.В., Банцев Д.В., Распутина В.А., Осипова Т.Н., Кузнецова М.Р.** Распределение метеорологических характеристик в бассейне реки Талдура (Южно-Чуйский хребет, Центральный Алтай) 142
- Пустовалов К.Н., Нагорский П.М., Оглезнева М.В., Сат А.А., Смирнов С.В.** Электрическое состояние приземного слоя атмосферы в Горном Алтае по данным экспедиционных измерений в 2022–2023 гг. 155

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Воронина Ю.С., Плюснин А.М., Чудинова О.Н. Химический и минеральный состав твердого осадка снега на территории Джидинского вольфрамо-молибденового комбината	173
Платонова С.Г., Скрипко В.В. Оценка опасности процессов литосферного класса для геосистем разных таксономических уровней с использованием геоэкологического подхода (на примере Западной Сибири)	187

CONTENTS

REGIONAL GEOLOGY

- Zolnikov I.D., Filatov E.A., Klementyev A.M., Bordyugova E.A., Glushkova N.V., Dzhumanov A.T., Fetisov I.S.** The Upper Quaternary alluvium of the Tuvan basin and its relationship with the host sediments 7

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

- Malikov D.G., Baryshnikov G.F.** Pleistocene dhole (*Cuon alpinus*) from Kurtak, Southern Siberia 18

PETROLOGY

- Bukharova O.V., Abdullozoda Kh.H., Asochakova E.M., Kungulova E.N.** Gishun mafic-ultrabasic complex (Northern Pamir): metasomatism and ore potential 29
- Dugarova N.A., Gertner I.F., Krasnova T.S.** Isotopic-geochemical heterogeneity of rocks of the ophiolite association from the northern slope of Kuznetsk Alatau 52

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

- Pystina Yu.I., Pystin A.M., Potapov I.L.** Microelement composition of apatite in metamorphic rocks of the Subpolar Urals 69
- Sadirov M.Sh., Vologdina I.V., Dutova E.M., Asochakova E.M., Tishin P.A., Turobov E.Sh.** Geochemical features of groundwater and material composition of travertines of the Talovskiy chashi (Kolyvan-Tomsk folded zone, Western Siberia) 90
- Yurichev A.N., Korbovyak E.V.** Unnamed phase (Rh,Zn,Pt) from podiform chromitites – a new mineral species? 106

HYDROLOGY

- Gyrdymov D.A., Kalinin V.G., Chichagov V.V.** Long-term variability of seasonal runoff in the rivers of the Upper and Middle Kama basin 117
- Lubenets L.F., Moreido V.M., Chernykh D.V., Pershin D.K.** Long-term dynamics of characteristics of summer-autumn low-water period and minimum runoff on the Maima River (Low mountains of Northern and Northeastern Altai) 128

METEOROLOGY, CLIMATOLOGY

- Pryakhina G.V., Osipova T.N., Rasputina V.A., Bantsev D.V., Syromyatina M.V., Kuznetsova M.R.** Distribution of meteorological characteristics in the Taldura River basin (South-Chuya Ridge, Central Altai) 142
- Pustovalov K.N., Nagorskiy P.M., Oglezneva M.V., Sat A.A., Smirnov S.V.** The electric state of the surface atmosphere in the Altai Mountains according to the measurement data in 2022–2023 155

GEOECOLOGY

- Voronina Yu.S., Plyusnin A.M., Chudinova O.N.** Chemical and mineral composition of solid snow sediment on the territory of the Dzhiba Tungsten-Molybdenum Combine 173
- Platonova S.G., Skripko V.V.** Assessment of the hazardous processes of the lithospheric class for geosystems of different taxonomic levels using a geoecological approach (Western Siberia as a case study) 187

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 551.8

doi: 10.17223/25421379/37/1

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ АЛЛЮВИЙ ТУВИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ И ЕГО ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Иван Дмитриевич Зольников¹, Егор Алексеевич Филатов²,
Алексей Михайлович Клементьев³, Екатерина Андреевна Бордюгова⁴,
Надежда Владимировна Глушкова⁵, Артур Тимурович Джуманов⁶, Иван Сергеевич Фетисов⁷



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

^{1, 4, 5} Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Институт земной коры, Иркутск, Россия

⁶ Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

¹ zol@igm.nsc.ru

² egorphylatov@gmail.com

³ klem-al@yandex.ru

⁴ bordyugovaea@igm.nsc.ru

⁵ hope@igm.nsc.ru

⁶ dzhumanov-97@mail.ru

⁷ i.fetisov1@g.nsu.ru

Аннотация. В Тувинской котловине террасы с Верхнего Енисея высотами более 10 м сложены суперпаводковыми валунниками с глыбами, валунно-галечниками, параллельно слоистыми пескодресвяниками. Аллювиальными являются отложения низкой поймы и террасы высотой до 10 м над урезом Енисея. Это косо- и мульдобразно слоистые гравийно-галечники, галечники русловой фации, а также пойменные пески, алевропески, алевроиты. Аллювий сформировался после гляциального суперпаводка эпохи последнего ледникового максимума.

Ключевые слова: Тувинская котловина, аллювий, суперпаводки, плейстоцен

Источник финансирования: исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект РНФ 22-17-00140.

Для цитирования: Зольников И.Д., Филатов Е.А., Клементьев А.М., Бордюгова Е.А., Глушкова Н.В., Джуманов А.Т., Фетисов И.С. Верхнечетвертичный аллювий Тувинской котловины и его взаимоотношения с вмещающими отложениями // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 7–17. doi: 10.17223/25421379/37/1

Original article

doi: 10.17223/25421379/37/1

THE UPPER QUATERNARY ALLUVIUM OF THE TUVAN BASIN AND ITS RELATIONSHIP WITH THE HOST SEDIMENTS

Ivan D. Zolnikov¹, Egor A. Filatov², Alexey M. Klementyev³, Ekaterina A. Bordyugova⁴,
Nadezhda V. Glushkova⁵, Artur T. Dzhumanov⁶, Ivan S. Fetisov⁷

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

Novosibirsk, Russia

^{1, 4, 5} Novosibirsk state university, Novosibirsk, Russia

³ Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

⁶ National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

¹ zol@igm.nsc.ru

² egorphylatov@gmail.com

³ klem-al@yandex.ru

⁴ bordyugovaea@igm.nsc.ru

⁵ hope@igm.nsc.ru

⁶ dzhumanov-97@mail.ru

⁷ i.fetisov1@g.nsu.ru

Abstract. The alluvium of the Tuvan basin forms a floodplain terrace and the first floodplain terrace up to 10 m high above the Yenisei River. River sediments have typical textural and structural characteristics. The riverbed facies is represented by

obliquely layered and multilayered gravel and pebbles. The floodplain facies is represented by sands, aleurolites, siltstones. The higher terraces of the Yenisei are composed of boulders with boulders, boulders, and parallel layered sand dunes. The height of these terraces above the Yenisei is on average about 30–40 m. However, in some cases, the platforms of high terraces reach a height of 100 m above the Yenisei. On the surface of these high terraces, fields of boulders and macro-ridges composed of boulders, pebbles and gravel are often localized. According to their textural and structural features, the deposits of high terraces are fundamentally different from the alluvium of the Yenisei. Photographs and graphic images of typical geological sections confirm this. We have studied more than 100 coastal outcrops and quarries on the territory of the basin. The most representative of these sections are shown on the map of the actual material. The alluvium of a mountain river, such as the Yenisei in the area of the Tuva basin, cannot include layers composed of blocks of 2–5 m in size, up to a maximum of 10 m. The average speeds of the Yenisei during the spring flood are 3.0–3.5 m/sec. However, the fields of such boulders on the surface of high terraces total hundreds of thousands of km² in the Kyzyl Basin. Ridges on the surface of high terraces often exceed 1 km in length. At the same time, the current width of the modern Yenisei riverbed in the Tuva basin is usually no more than 0.5 km. These deposits are formed by megafludes from the Darkhad glacial-underground lake in Mongolia. The powerful strata of super-flood sands and sand dunes served as a source for the formation of Aeolian deposits. Aeolian sands often lie in a subaerial cover with a thickness of the first meters on the sites of high terraces, and are also distributed at a distance of many tens of kilometers outside the terraces of the Yenisei. The sediments of the floodplain and the first floodplain terrace of the Yenisei in this area cannot be the source of such an extensive and sufficiently powerful Aeolian cover. The river deposits of the floodplain and the first floodplain terrace were formed after the glacial superflow of the epoch of the last glacial maximum. This is confirmed by the generalization of data on radiocarbon dating of archaeological sites of the Upper Paleolithic at the outlet of the Sayan Canyon and in the Minusinsk basins of the Middle Yenisei. The age of Paleolithic monuments in this territory usually does not exceed 20 thousand years. The older river deposits of the Yenisei are either blocked by the thickness of the megaflud or destroyed by denudation.

Keywords: Tuvan basin, alluvium, mega-floods, Pleistocene

Source of financing: the study was supported by the Russian Science Foundation, the project RSF 22-17-00140

For citation: Zolnikov I.D., Filatov E.A., Klementyev A.M., Bordyugova E.A., Glushkova N.V., Dzhumanov A.T., Fetisov I.S. (2025). The Upper Quaternary alluvium of the Tuvan basin and its relationship with the host sediments. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 7–17. doi: 10.17223/25421379/37/1

Введение

Территорией исследований является магистральная долина от выхода Малого Енисея из гор в Тувинскую котловину и до входа Верхнего Енисея в Саянский каньон (рис. 1). Живейший интерес в этом районе у многих исследователей всегда вызывали площадки террас, на которых распространены гряды и поля глыб. Происхождение этих объектов ранее трактовалось как ребристая морена [Борисов, Минина, 1980], но сейчас большинством авторов гряды, сложенные песком, гравием, гальками, валунами (гранулометрический состав гряд варьируется в зависимости от скорости течения воды при аккумуляции) на поверхности террас в Тувинской котловине интерпретируются как гигантская рябь течения, а глыбы на площадках этих террас как перлювий по ковру волочения гляциальных суперпаводков [Аржанникова и др., 2014; Зольников и др., 2021; Arzhannikov et al., 2023].

Исключением является сравнительно новая точка зрения, согласно которой отложения высоких террас изучаемого района являются аллювием [Гладышева, Назаров, 2020]. Отметим, что в Тувинской котловине, согласно [Arzhannikov et al., 2023], вдоль долины Верхнего Енисея выделяется несколько уровней террасовых площадок, связанных с суперпаводками: 100 м, 40–50 м, 30 м, 18–20 м, 12–14 м; при этом

утверждается, что уровень мегапаводков, приходивших сюда в результате прорывов озерно-ледниковых бассейнов котловины Дархад, превышал современный уровень Енисея на 100 м.

Поскольку основное внимание предшественниками уделялось особенностям рельефа, то отложения суперпаводков для данной территории изучены в единичных разрезах, где описаны параллельно слоистые дресвянистые пески, пескодресвяники, нередко превышающие по мощности 10 м, и валунно-галечники с глыбами. Генезис пойменной террасы ни у кого никогда не вызывал вопросов. Что же касается отложений террасы высотой до 8 м, то детально они фактически не исследовались.

Предлагаемая статья посвящена изучению собственно аллювиальных отложений, слагающих низкие террасовые поверхности высотой менее 10 м, на поверхности которых отсутствуют следы суперпаводков в виде гигантской ряби течения и полей глыб, а также сравнению текстурно-структурных характеристик этого аллювия и отложений, слагающих высокие террасы, поскольку сторонниками речного происхождения террас априорно подразумевается, что все террасы имеют одинаковое происхождение. Кроме того, до конца не ясным остается источник покрова эоловых песков, широко распространенных в котловине, так как площадь перевеянных отложений в несколько раз превышает площадь, занимаемую речными отложениями.

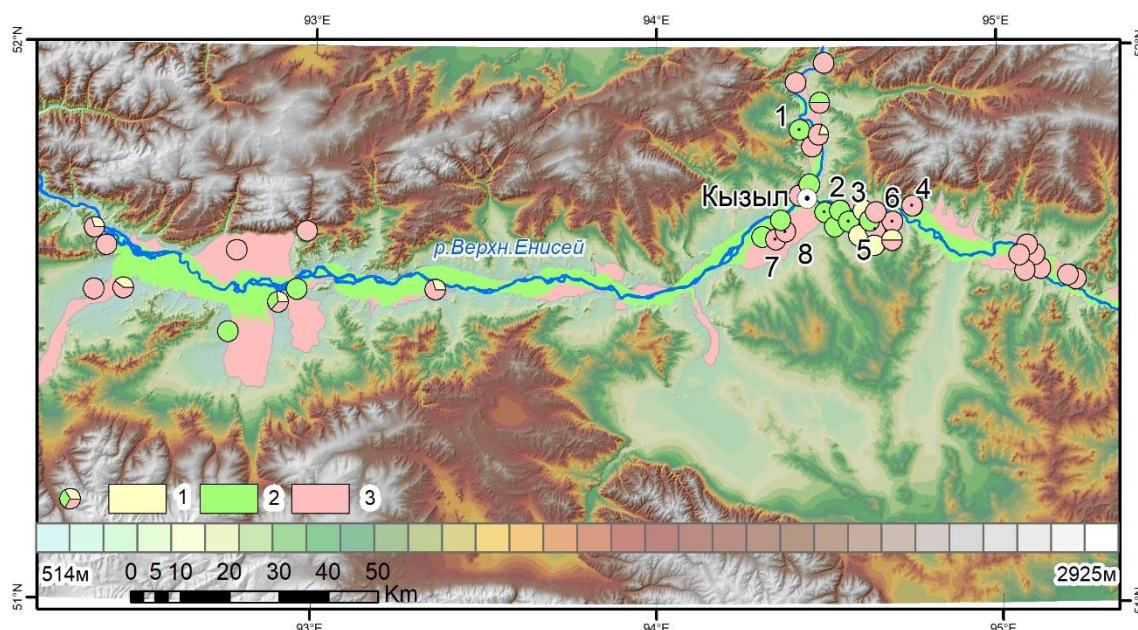


Рис. 1. Территория исследований

1 – эоловые отложения; 2 – аллювиальные отложения; 3 – катафлювиальные отложения

Fig. 1. Research area

1 – aeolian deposits; 2 – alluvial deposits; 3 – catafluvial deposits

Значительность объёма перевеянных песков [Arzhannikov et al., 2023] ставит под сомнение предположение о том, что отложения поймы и первой надпойменной террасы являлись основным источником их формирования. В связи с вышеизложенным понятна значимость сравнения особенностей геологического строения аллювия, слагающего первую террасу, и отложений, слагающих более высокие надпойменные террасы.

Фациальный состав и текстурно-структурные характеристики отложений первой надпойменной террасы

Береговые обнажения Верхнего Енисея, в которых вскрывается аллювий, редки, так как прирусловые обрывы обычно задернованы или закрыты осыпями и обвальными отложениями. Обследование территории при помощи космических снимков высокого разрешения (интернет-ресурс Google Earth) позволило найти серию естественных и искусственных обнажений аллювия, местоположение которых показано на рисунке 1. Наиболее представительные геологические разрезы описаны для отложений, слагающих первую надпойменную террасу высотой 4–6 м над уровнем Енисея, которая подвергается подтоплению с периодичностью в среднем десять лет и где распо-

ложена значительная часть жилой застройки г. Кызыл. На этой территории в 2024 г. удалось детально изучить серию карьеров для добычи ПГС, а также канав глубиной от 2 до 4 м, выкопанных в связи с прокладкой труб городской теплоцентрали. Приведём описание наиболее типичных из этих разрезов (рис. 2).

Кара-Харский карьер глубиной 3 м у восточного подножия горы Догээ (т.н. № 1 на рис. 1; рис. 2, а). Правый берег Енисея. Северная окраина г. Кызыл. I НПТ. N = 51,84495°; E = 94,44597°. Восточная стенка. Сверху вниз от бровки вскрыты:

0,0–0,8 м. Слой 1. Светло-палевый алевроит песчаный, участками опесчаненный до алевропеска с нечётко выраженной фрагментарной субгоризонтальной параллельной тонкой и мелкой слоистостью. Местами фиксируются мелкие линзы и прерывистые прослойки с песком, гравием и мелкой галькой. Кровля нарушена антропогенной деятельностью. Нижний контакт ровный, чёткий, резкий. Почва на кровле отсутствует. Мощность от 0,5 до 0,8 м. Пойменный аллювий.

0,8–3,0 м. Слой 2. Серые гравийники, гравийно-галечники, галечники. Слоистость косая и мульдобразная. Встречаются маломощные (до 20 см толщиной) линзы и прослойки песка. Подошва не вскрыта. Видимая мощность 2,0 м. Русловый аллювий.

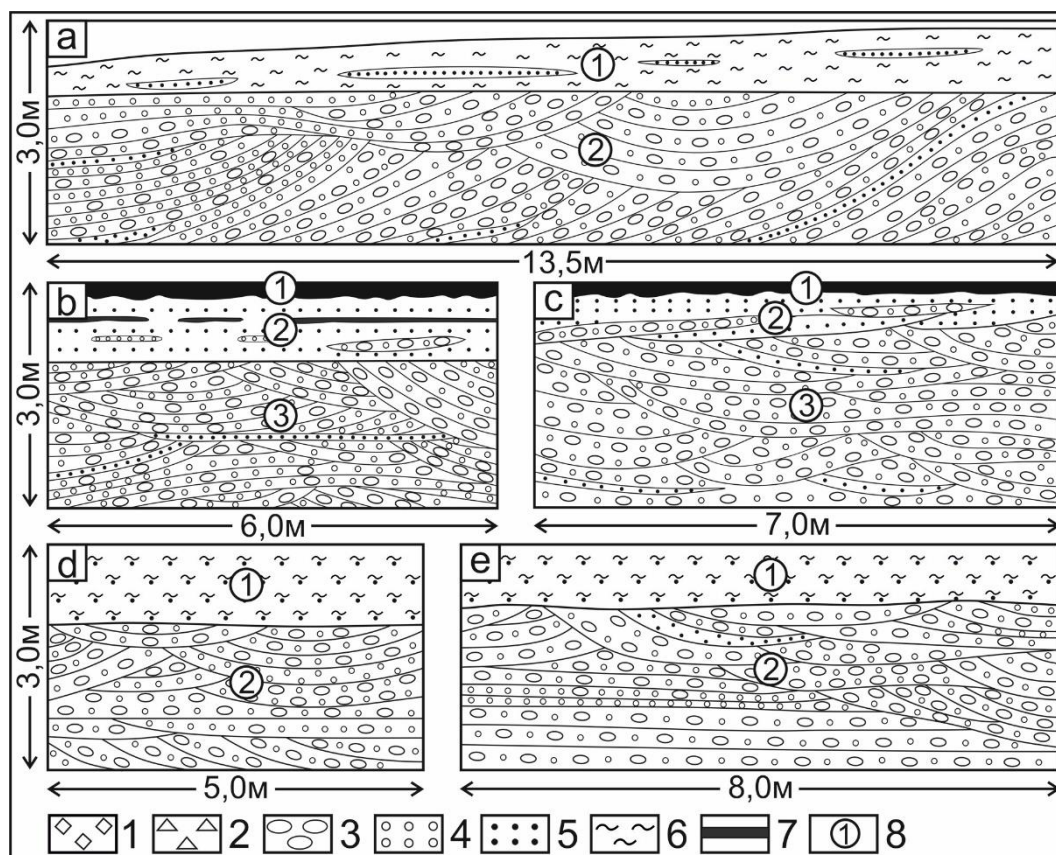


Рис. 2. Разрезы отложений I надпойменной террасы

1 – щебень; 2 – дресва; 3 – валуны и галька; 4 – гравий; 5 – песок; 6 – алевроит; 7 – почва; 8 – номера слоев

Fig. 2. Sections of sediments of the I above-floodplain terrace

1 – crushed stone; 2 – gravel; 3 – boulders and pebbles; 4 – gravel; 5 – sand; 6 – siltstone; 7 – soil; 8 – layer numbers

Канавы Кызыл – 1. Фрагмент южной стенки. (№ 2 на рис. 1; рис. 2, с). В 10 м к югу от северной стенки. Сверху вниз от бровки вскрыты:

0,0–0,2 м. Слой 1. Тёмно-серая современная почва. Мощность 0,2 м.

0,2–0,7 м. Слой 2. Светло-коричневый с желтоватым оттенком песок среднезернистый хорошо промытый. Слоистость субгоризонтально параллельная тонкая. На уровне от 0,7 до 0,3 м от кровли – прослой гравийно-галечника толщиной 0,2 м. Общая мощность слоя 0,7 м. Пойменный аллювий.

0,7–3,0 м. Слой 3. Серый гравийно-галечник песчаный с редкими мелкими валунчиками. Галька от мелкой до крупной с преобладанием средней. Окатанность хорошая. Слоистость косая и полого линзовидная. На двух уровнях маломощные прослои светло-серого песка: 0,5 и 2,7 м от кровли галечника. Подошва не вскрыта. Видимая мощность всего слоя 2,3 м. Русловый аллювий.

Канавы Кызыл – 2. Фрагмент северной стенки. (№ 2 на рис. 1; рис. 2, d). Город Кызыл. Левый берег р. Малый Енисей. I НПТ. Канавы для теплоцентрали

глубиной до 3 м. Координаты: N = 51,70619°; E = 94,53690°. Сверху вниз от бровки вскрыты:

0,0–1,0 м. Слой 1. Светло-коричневый с палевым оттенком алевропесок не слоистый. Кровля техногенно денудирована. Мощность 1,0 м. Пойменный аллювий.

1,0–3,0 м. Слой 2. Серый гравийно-галечник песчаный с редкими мелкими валунчиками. Галька от мелкой до крупной с преобладанием средней. Окатанность хорошая. Слоистость мульдобразная, косая, параллельная. Подошва не вскрыта. Видимая мощность всего слоя 2,0 м. Русловый аллювий.

Канавы Кызыл – 5. Фрагмент восточной стенки (№ 3 на рис. 1; рис. 2, e). Город Кызыл. Левый берег р. Малый Енисей. I НПТ. Канавы для теплоцентрали глубиной до 3 м. Координаты: N = 51,69608°; E = 94,56244°. Сверху вниз от бровки вскрыты:

0,0–0,8 м. Слой 1. Светло-коричневый с палевым оттенком алевропесок не слоистый. Кровля техногенно денудирована. Мощность 0,8 м. Пойменный аллювий.

0,8–3,0 м. Слой 2. Серый гравийно-галечник песчаный с редкими мелкими валунчиками. Галька от мелкой до крупной с преобладанием средней. Окатанность хорошая. Слоистость мультислойная, косая, параллельная. В прикровельной части прослой светло-серого песка толщиной 10–20 см. Подошва слоя не вскрыта. Видимая мощность всего 2,2 м. Русловый аллювий.

Разрезы, показанные на рис. 2, являются вполне представительными и отражают типовые текстурно-структурные особенности аллювиальных отложений в других изученных разрезах района, местоположение которых указано на рис. 1. На всех пяти изображениях отражены русловые гравийно-галечники и пойменные пески, алевропески, алевриты с текстурами, типичными для аллювия. Обращает на себя внимание тот факт, что отложения пойменной фации, завершающие аллювиальные разрезы, фактически не превышают метр по мощности (см. рис. 2, а–с). Субаэральные покровы фактически отсутствуют, вероятно, содраны при застройке территории. Следует также учитывать, что до строительства защитных дамб, защищающих г. Кызыл, его территория подтапливалась аномальными весенними паводками с периодичностью примерно раз в 10 лет, что способствовало аллювиальной переработке субаэрного покрова. Максимальный весенний паводок высотой 862 см за все время инструментальных измерений для г. Кызыл наблюдался 26.03.2005 (по данным, опубликованным на официальном интернет-сайте г. Кызыл). Таким образом, I терраса фактически является высокой поймой, что объясняет отсутствие значительных по мощности субаэриальных отложений на её поверхности.

Фациальный состав и текстурно-структурные характеристики отложений, слагающих средние террасы с площадками выше 10 м над Енисеем

Отложения средних террас с высотами более 10 м над бечевником Енисея вскрываются фрагментарно в эрозионных окнах, а также значительными обнажениями в действующих карьерах на ПГС (песчано-гравийные смеси). Один из наиболее представительных разрезов расположен на участке рядом с тыловым швом средней террасы на правом берегу р. Малый Енисей.

Карьер-1 (№ 4 на рис. 1; рис. 3, а). Правый берег р. Малый Енисей. У тылового шва НПТ с высотой 682 м над уровнем моря и 45 м над урезом реки. Координаты: N = 51,71431°; E = 94,74860°. Сверху вниз от бровки вскрыта однообразная толща, представленная субгоризонтально параллельным мелким и тонким переслаиванием серых щебенников с галькой и светло-коричневых дресвяников с алевритовыми

прослоями. В толще встречаются как отломы, так и валуны. Слоистость хорошо выражена, прослеживается на расстояние более 20 м по горизонтали. Внутрiformационных перерывов и угловых несогласий не наблюдается, а также криогенных клиньев, кротовин, эфемерных палеопочв. Доминирование неокатанного материала по сравнению с дальнепринесенным объясняется тем, что разрез находится на участке террасы, примыкающей к борту долины, который сложен литифицированными палеозойскими породами. Окатанный материал (валунчики, галька, гравий) характеризуются разнообразным петрографическим составом, а не окатанный (отломы, щебни, дресва) – однородным (местным). Видимая мощность параллельно слоистых отложений достигает 16 м. Отложения, вскрывающиеся непосредственно в уступах средних террас у тылового шва I террасы, содержат больше хорошо окатанных обломков.

Карьер-2 (№ 5 на рис. 1; рис. 3, б). Левый берег р. Малый Енисей. Средняя НПТ с высотой 650 м над уровнем моря и 20 м над урезом реки. Координаты: N = 51,68403°; E = 94,62315°. Карьер на ПГС. Сверху вниз от бровки вскрыты:

0,0–2,2 м. Слой 1. Светло-серый песок косослоистый. За пределами отрисованного фрагмента обнажения песок становится полого наклонным и в нем появляются два прерывистых гумусированных прослоя эфемерных палеопочв толщиной до 10 см. Общая мощность слоя 2,2 м. Перевеянные пески.

2,2–4,1 м. Слой 2. Светло-серый субгоризонтально параллельно тонко слоистый пескодресвяник без алевритовой и пелитовой примесей. Слоистость прослеживается на десятки метров по горизонтали. Нижний контакт ровный резкий, эрозионного типа, с угловым несогласием срезающий текстуру нижележащих отложений. Мощность слоя 3,9 м. Отложения взвешенного наноса суперпаводка.

4,1–12,9 м. Слой 3. Серый наклонно параллельно слоистый (под углом до 40–50°) валунно-галечник. В 2 м от кровли прослой тонко параллельно слоистого пескодресвяника толщиной до 1,7 м, выклинивающийся из-за срезания валунно-галечником. Нижний контакт ровный резкий, эрозионного типа, с угловым несогласием срезающий текстуру нижележащих отложений. В левой части обнажения подчёркнут прослоем параллельно тонко слоистого пескодресвяника толщиной около 0,5 м, который в правой части разреза выклинивается. Мощность 8,8 м. Отложения влекомого наноса суперпаводка.

12,9–14,1 м. Слой 4. Серый полого наклонно параллельно слоистый (под углом до 20°) валунно-галечник. Подошва не вскрыта. Видимая мощность около 1,2 м. Отложения влекомого наноса суперпаводка.

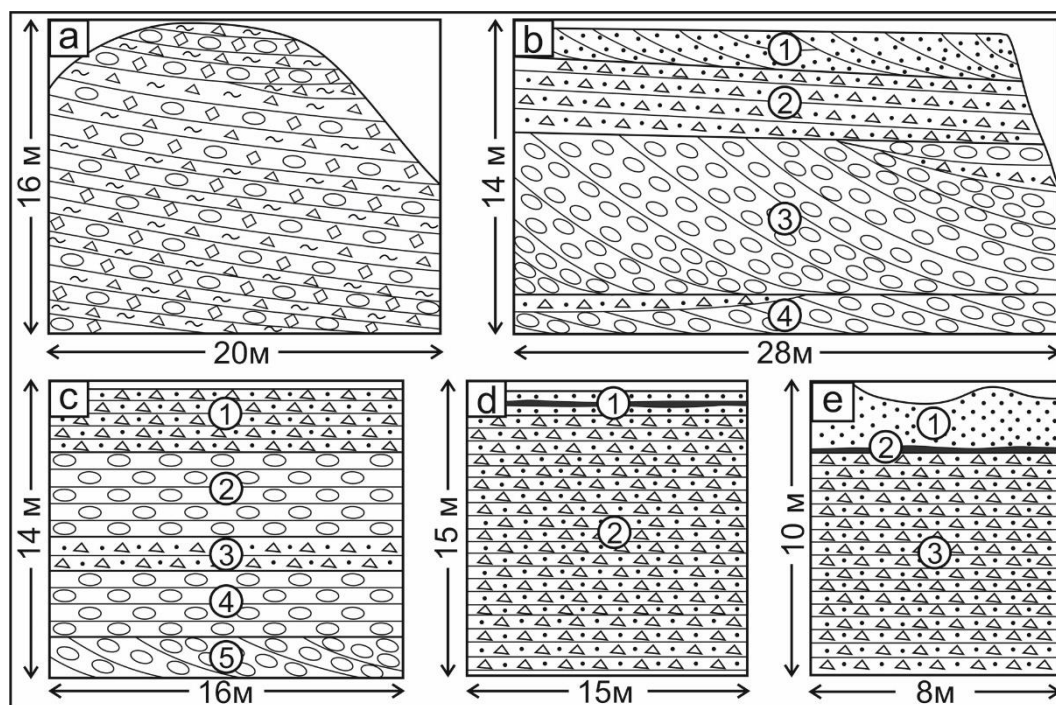


Рис. 3. Отложения, слагающие террасы с относительной высотой более 8 м

Условные обозначения на рис. 2

Fig.3. Sediments composing terraces with a relative height of more than 8 m

Symbols in Fig. 2

Карьер-3 (№ 6 на рис. 1; рис. 3, c). Левый берег р. Малый Енисей. Средняя НПТ с высотой 641 м над уровнем моря и 7 м над урезом реки. Координаты: N = 51,68579°; E = 94,68999°. Карьер на ПГС. Сверху вниз от бровки вскрыты:

0,0–3,6 м. Слой 1. Светло-серый субгоризонтально параллельно тонко слоистый пескодресвяник без алевритовой и пелитовой примесей. Слоистость прослеживается на десятки метров по горизонтали. Нижний контакт ровный резкий. Мощность слоя 3,6 м. Отложения взвешенного наноса суперпаводка.

3,6–7,1 м. Слой 2. Серый субгоризонтально параллельно слоистый валунно-галечник. Нижний контакт ровный резкий. Мощность 3,5 м. Отложения влекомого наноса суперпаводка.

7,1–8,9 м. Слой 3. Светло-серый субгоризонтально параллельно слоистый пескодресвяник. Нижний контакт ровный резкий. Мощность около 1,8 м. Отложения взвешенного наноса суперпаводка.

8,9–12,1 м. Слой 4. Серый субгоризонтально параллельно слоистый валунно-галечник. Мощность около 3,2 м. Отложения влекомого наноса суперпаводка.

12,1–14,0 м. Слой 5. Серый наклонно параллельно слоистый валунно-галечник. Мощность около 1,9 м. Отложения влекомого наноса суперпаводка.

Карьер-4 (№ 7 на рис. 1; рис. 3, d). Левый берег р. Малый Енисей. Средняя НПТ с высотой 645 м над уровнем моря и 35 м над урезом реки. Координаты: N = 51,67245°; E = 94,34653°. Карьер на ПГС. Сверху вниз от бровки обнажены:

0,0–1,8 м. Слой 1. Светло-серый песок тонко параллельно волнисто слоистый. В средней части прослой маломощной палеопочвы толщиной 0,2 м. Общая мощность слоя 1,8 м. Переветанный песок.

1,8–15 м. Слой 2. Светло-серый субгоризонтально параллельно тонко слоистый пескодресвяник без алевритовой и пелитовой примесей. Слоистость прослеживается на десятки метров по горизонтали. В толще пескодресвяника наблюдаются редкие, субгоризонтальные цепочки галек. На дне карьера лежит несколько окатанных глыб 1,5–3 м в поперечнике. Подошва не вскрыта. Видимая мощность толщи около 13 м. Отложения взвешенного наноса суперпаводка.

Карьер-5 (№ 8 на рис. 1; рис. 3, e). Левый берег р. Малый Енисей. Средняя НПТ с высотой 642 м над уровнем моря и 32 м над урезом реки. Координаты: N = 51,67546°; E = 94,34985°. Карьер на ПГС. Сверху вниз от бровки обнажены:

0,0–2,1 м. Слой 1. Светло-серый песок тонко параллельно волнисто слоистый. Кровля неровная за счет

чего меняется мощность слоя. Слоистость тонкая плохо выраженная. Подошва ровная, резкая. Мощность слоя до 2,1 м. Переветанный песок.

2,1–2,3 м. Слой 2. Палеопочва толщиной 0,2 м.

2,3–10 м. Слой 3. Светло-серый субгоризонтально параллельно тонко слоистый пескодресвяник без алевритовой и пелитовой примесей. Слоистость прослеживается на десятки метров по горизонтали. В толще пескодресвяника наблюдаются редкие субгоризонтальные цепочки галек. Подошва не вскрыта. Видимая мощность слоя около 8 м. Отложение взвешенного наноса суперпаводка.

Разрезы, показанные на рис. 3, являются вполне представительными и отражают типовые текстурно-структурные особенности суперпаводковых отложений в других изученных разрезах района, местоположение которых приведено на рис. 1. На всех пяти изображениях рис. 3 отражены валунно-галечники и пескодресвяники с преимущественно параллельной слоистостью, что является характерной текстурной особенностью для суперпаводковых отложений. Косая слоистость в валунно-галечниках, показанная на рис. 3, *b* на порядок превышает по размерам косую слоистость, типичную для аллювия. Сравним более детально отложения первой и более высоких террас.

Обсуждение результатов

Ранее нами уже было проиллюстрировано сходство толщи, слагающей высокие террасы в Тувинской впадине, с отложениями суперпаводков в долинах Чуи и Катунь [Зольников и др., 2021]. Однако в открытой печати появились высказывания о том, что для отложений террас Тувинской котловины типичны хорошая окатанность материала, мощности отложений, соотносимые с нормальной мощностью аллювия, архитектура фаций и др. признаки, указывают на их речное, а не суперпаводковое происхождение [Гладышева, Назаров, 2020]. Как видно из геологических разрезов на рис. 2, 3, архитектура фаций, мощности, текстурно-структурные особенности отложений, слагающих первую террасу, и отложений, слагающих более высокие террасы, кардинальным образом отличаются. Рассмотрим эти отличия более подробно.

Прежде всего, обращает на себя внимание тот факт, что доминирующей текстурой для отложений высоких террас района является параллельная слоистость. Согласно современным представлениям о специфике делювиального морфолитогенеза [Парначев, 1999; Рудой, 2005; Carling, 2013; Зольников и др., 2021], параллельная слоистость в мощных пескодресвяниках считается индикатором обстановки формирования взвешенного наноса в гигантском гляциальном селе (дресвяные обломки переносятся в толще

воды без соударений и поэтому не окатываются), а в грубообломочных толщах – признаком фации гладкого дна, когда скорость влекомого наноса существенно превышает порог, при котором формируются гряды и дюны. Следует особо подчеркнуть, что песчаные отложения характерны только для двух фаций обычного горного аллювия: пойменной и подпруживания [Чистяков, 1978]. При этом пойменные отложения, как правило, обладают небольшой толщиной, а более мощные подпрудные отложения являются фактически проточно-озерными и образуются в результате обвальных запруд или перемычек. Следы обвально-подпрудных процессов в обсуждаемом районе отсутствуют. При изучении разрезов первой террасы района для слоёв пойменных алевритов, алевропесков и песков наблюдается небольшая мощность, как это и характерно для горного аллювия (см. рис. 2, *a–e*). Что же касается разрезов более высоких террас, то в них наряду с маломощными песчаными прослоями встречаются в несколько раз более мощные слои, сложенные крупно-среднезернистыми песками и пескодресвяниками (см. рис. 3, *b–e*). При этом слоистость у таких пескодресвяников в сечениях параллельных Енисею прослеживается субгоризонтально на многие десятки и сотни метров по горизонтали см. (рис. 3, *d, e*), что является типичным именно для суперпаводковых отложений. Согласно [Аржанникова и др., 2014], мощные пески высоких террас в данном районе обычно приурочены к зонам перед сужениями долины, к периферийным частям устьев боковых притоков и к выходам из узких участков долины в ее широкие части, что согласуется именно с суперпаводковым происхождением.

Аллювий и суперпаводковые образования существенно отличаются и по гранулометрическому составу. Для руслового аллювия типичны гравийно-галечники (рис. 4, *a, b*), а для влекомого наноса суперпаводков характерны валунно-галечники с параллельной или макрокосой слоистостью (рис. 4, *c*), а также глыбовники (рис. 4, *d*). Слои глыбовников мощностью до 6–7 м препарируются на поверхностях высоких террас, формируя обширные поля глыбового перлювия, которые в данном районе по площади существенно превышают сотню квадратных километров. Глыбы находятся в нескольких километрах от ближайших скальных выходов палеозойских пород, что исключает их обвальное происхождение и имеют разнообразный петрографический состав, что говорит об их дальнем приносе. Изучение петрографического состава крупных обломков, найденных на поверхности высоких террас, показало, что перемещение хорошо окатанных валунов размером 0,5–1 м могло происходить на расстояние более 100 км [Arzhannikov et al., 2023].

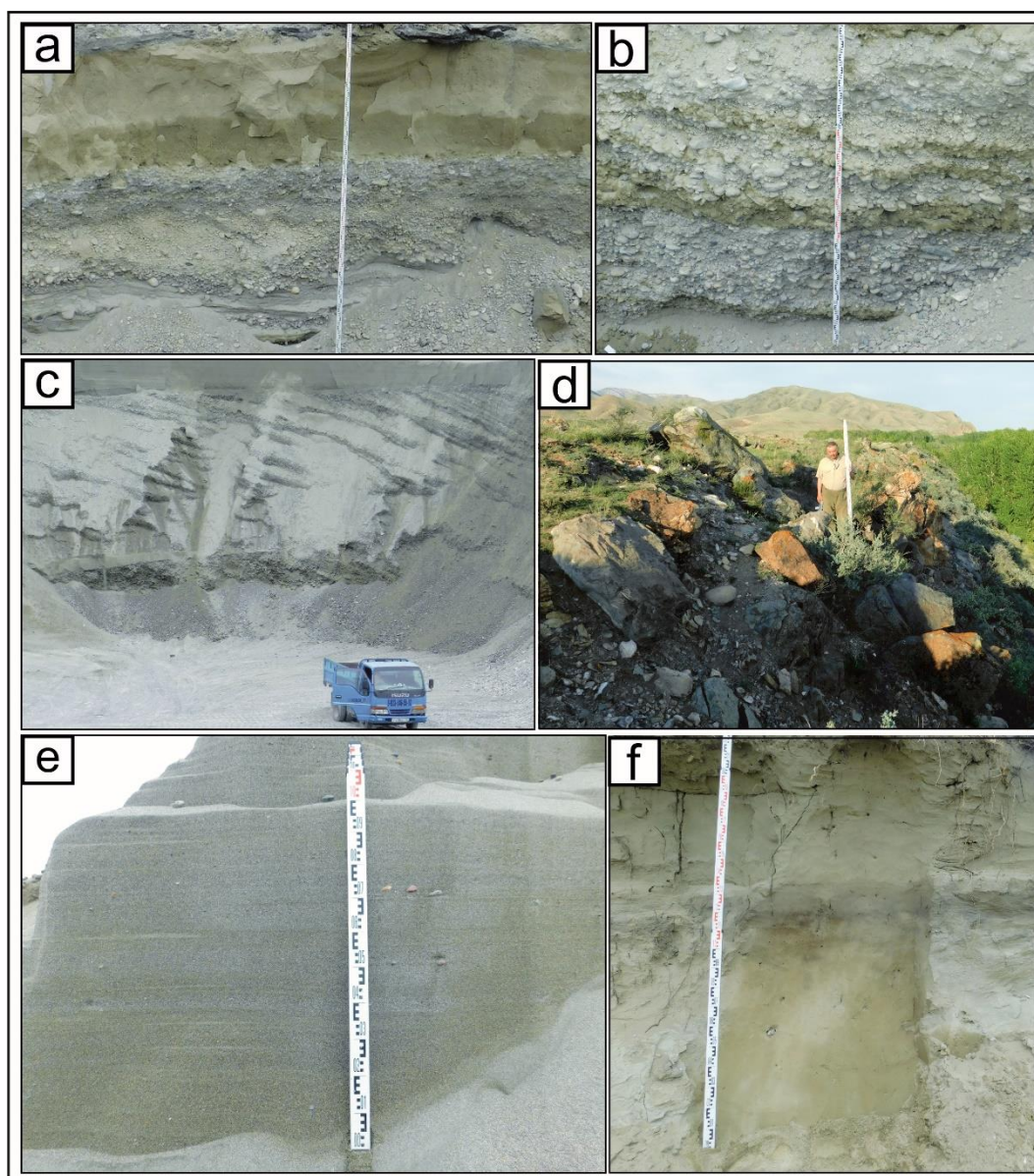


Рис. 4. Фотографии отложений

а – прослой пойменного алевропеска в русловом гравийно-галечнике; б – косая слоистость в аллювиальном гравийно-галечнике; с – макрослоистость во влекомом наносе суперпаводка; d – глыбовники, по которым формируется глыбовый перлювий на поверхности высоких террас; е – параллельная слоистость пескодресвяников взвешенного наноса суперпаводка; f – эоловые пески с палеопочвой на поверхности высокой террасы

Fig. 4. Photos of sediments

a – the interlayer of the floodplain silt sand in the riverbed gravel-pebbles; b – oblique layering in the alluvial gravel-pebbles; c – macro layering in the entrained sediment of the mega flow; d – boulders, along which the blocky perluvium is formed on the surface of high terraces; e – parallel layering of the sand dunes of the suspended sediment of the mega flow; f – Aeolian sands with paleosol on the surface of a high terrace

Согласно материалам обоснования генерального плана г. Кызыл [Генеральный..., 2022], во время половодья ширина Енисея 0,4–2,2 км, средняя глубина в русле 8–10 м. Средние скорости в паводок 3,0–3,5 м/с. Дно реки каменисто-галечное, местами песчано-галечное. Глыбы на площадках высоких террас достигают размеров в поперечнике 2, 3, 5 м и более.

Иногда встречаются каменные глыбы размером до 8–10 м. Очевидно, что никакое половодье этой горной реки не имеет силы для переноса таких больших глыб и в таком большом количестве и тем более не могло формировать слои глыбовников. Следует также отметить, что гряды гигантской ряби максимально достигают по высоте 6–8 м, а длиной превышают 500 м

[Arzhannikov et al., 2023]. Эти гряды образуют обширные поля на террасах суммарной шириной по обоим берегам от 2 до 8 км (в среднем 4 км); при том, что ширина русла Енисея в Тувинской котловине не более 0,5 км. На то, что площадки высоких террас обрабатывались водным потоком одновременно, указывает максимум дат позднечетвертичного возраста по космогенному бериллию, который получен при отборе проб с глыб на больших высотах над уровнем реки [Arzhannikov et al., 2023]. На наш взгляд, вышеперечисленные факты противоречат рассуждениям о нормальной мощности аллювия и об архитектуре фаций типичной для речных отложений. Умозрительные предположения о том, что в прошлом для аллювия верхнего Енисея были характерны специфические условия формирования, неубедительны. Если в прошлом имели место эпизоды, когда поток воды заполнял по ширине не только русло и пойму реки, но всю долину реки и покрывал поверхности высоких террас, то такой поток не может быть назван рекой, так как по объему воды он не может быть не чем иным, как гигантским селом. Вряд ли можно объяснить такой гигантский поток воды чем-либо кроме опорожнения Дархадского подпрудного озера.

Таким образом, приведённые данные иллюстрируют принципиальные различия текстурно-структурных характеристик речных отложений, слагающих I террасу, и суперпаводковых отложений, слагающих более высокие террасы Верхнего Енисея. Что же касается более древнего аллювия, то в геологических разрезах высоких террас не были встречены отложения, похожие по текстурно-структурным характеристикам и архитектуре фаций на отложения первой

террасы. Вероятно, более древний аллювий либо уничтожен последним суперпаводком, либо погребён его отложениями. О том, что енисейская толща может состоять из нескольких разновозрастных генераций суперпаводков, свидетельствует, в частности, наличие двух седиментационных циклов в карьере № 3. Возраст последнего суперпаводка региона может быть определен с учетом наиболее древних дат из археологических памятников в долине Верхнего Енисея. Обобщение имеющихся в открытой печати данных по радиоуглеродному датированию объектов верхнего палеолита по Майнинским стоянкам [Васильев, 1996] и стоянкам, локализованным в Койбальской степи [Зольников и др., 2024], показало, что возраст археологических памятников на этой территории не превышает 20 тыс. лет. Этот возрастной рубеж можно принять как время прохождения последнего гляциального суперпаводка и начало формирования отложений I надпойменной террасы Верхнего Енисея.

Мощные толщи суперпаводковых песков и пескодресвяников послужили источником для формирования перфляционных отложений, которые нередко залегают субэральным покровом толщиной первые метры на площадках высоких террас (см. рис. 4, f). Золовые пески также распространены и на расстоянии многих десятков километров за пределами долины Верхнего Енисея, покрывая сниженные придолинные поверхности горного обрамления. На рис. 5 показана принципиальная схема взаимоотношений аллювиальной толщи с вмещающими отложениями.

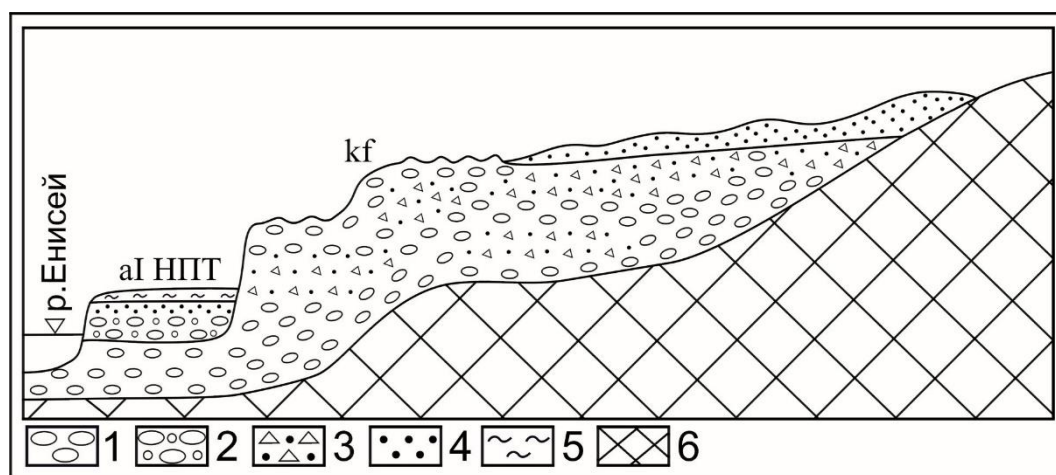


Рис. 5. Схема взаимоотношений аллювиальной толщи с вмещающими отложениями

1 – валунно-галечники; 2 – гравийно-галечники; 3 – пескодресвяники; 4 – пески; 5 – алевриты; 6 – дочетвертичные породы палеозоя; aI НПТ – отложения первой надпойменной террасы; kfII – средние террасы, сложенные верхнеенисейской катафлювиальной (суперпаводковой) толщей

Fig. 5. The scheme of the relationship of the alluvial strata with the host sediments

1 – boulder rocks; 2 – gravel rocks; 3 – sand dunes; 4 – sands; 5 – siltstones; 6 – pre-Quaternary rocks of the Paleozoic; aI NPT – deposits of the first above-floodplain terrace; kfII – middle terraces composed of the Upper Yenisei catafluvial (mega flood) thickness diagrams, V – magnetization decay curves (tilt system). Planes: 1 – horizontal, 2 – vertical; hemispheres: 3 – lower, 4 – upper

Заключение

Подытоживая вышесказанное, следует подчеркнуть, что в Тувинской котловине аллювиальными являются отложения, слагающие низкую пойму и террасу высотой до 8 м над урезом Енисея. Они представлены косо- и мульдообразно слоистыми гравийногалечниками, галечниками, русловой фации, а также маломощными слоями и линзами пойменных песков, алевропесков, алевролитов. В геологических разрезах более высоких террас вскрываются суперпа-

водковые глыбовники, валунники с глыбами, валунно-галечники и пескодресвяники с преимущественно параллельной, а также с макродиагональной слоистостью. Поверх суперпаводковой толщи залегает эоловый покров, сформированный за счёт перевевания мощных пачек пескодресвяников. Формирование аллювия происходило после прохождения гляциального суперпаводка, завершившего эпоху последнего ледникового максимума. Более древние речные отложения либо перекрыты верхнеенисейской суперпаводковой толщей, либо уничтожены суперпаводковой денудацией.

Список источников

- Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Акулова В.В., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. О происхождении песчаных отложений в Южно-Минусинской котловине // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 10. С. 1495–1508. doi: 10.15372/GiG20141004
- Борисов Б.А., Минина Б.А. Ребристые основные морены гор Южной Сибири и их значение для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М. : Наука, 1980. С. 21–24.
- Васильев С.А. Поздний палеолит Верхнего Енисея (по материалам многослойных стоянок района Майны). СПб. : Центр «Петербургское востоковедение», 1996. 224 с.
- Генеральный план городского округа «Город Кызыл республики Тыва». Т. II: Материалы по обоснованию генерального плана. Кызыл, 2022. 368 с. URL: https://mkzyzyl.ru/gen_plan_Kyzyl/general_plan.php
- Гладышева А.С., Назаров Д.В. Четвертичные отложения Серлигхемской, Тувинской и Чуйской котловин (республики Тува и Алтай): предварительные результаты полевых работ 2020 г. // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2020. Вып. 7. С. 278–280. doi: 10.24411/2687-1092-2020-10745
- Зольников И.Д., Выборнов А.В., Киргинеков Э.Н., Грачёв И.А., Филатов Е.А., Данильсон Д.А., Рогозин Д.Е. Суперпаводковые отложения верхнего неоплейстоцена Койбалской степи (Минусинская котловина) // Геосферные исследования. 2024. № 1. С. 26–39. doi: 10.17223/25421379/30/2
- Зольников И.Д., Новиков И.С., Деев Е.В., Шпанский А.В., Михаревич М.В. О фациальном составе и стратиграфическом положении четвертичной верхнеенисейской толщи в Тувинской и Минусинской впадинах // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 10. С. 1377–1390. doi: 10.15372/GiG2020186
- Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). Томск : Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. 137 с.
- Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск : Изд-во ТГПУ, 2005. 224 с.
- Чистяков А.А. Горный аллювий. М. : Недра, 1978. 287 с.
- Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R., Komatsu G. Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence // Quaternary International. 2023. P. 1–21. doi: 10.1016/j.quaint.2022.10.002
- Carling P.A. Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes? // Earth Sci. Rev. 2013. V. 125. P. 87–113. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.06.002

References

- Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Akulova V.V., Danilova Y.V., Danilov B.S. The origin of sand deposits in the South Minus basin // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2014. V. 55, No. 10. pp. 1495–1508. In Russian. doi: 10.15372/GiG20141004
- Borisov B.A., Minina B.A. *Rebristye osnovnye moreny gor Yuzhnoy Sibiri i ikh znachenie dlya stratiqrafii i paleogeografii pleystotsena* [Ribbed basic moraines of the mountains of Southern Siberia and their significance for the stratigraphy and paleogeography of the Pleistocene] // *Chetvertichnaya geologiya i geomorfologiya. Distsionnoe zondirovanie*. Moscow : Nauka. 1980. pp. 21–24. In Russian
- Vasil'ev S.A. *Pozdnyi paleolit Verkhnego Eniseya (po materialam mnogosloynnykh stoyanok rayona Mayny)* [Late Paleolithic of the Upper Yenisei (based on materials from multilayered sites in the Maina region)]. St. Petersburg: Tsentr «Peterburgskoe vostokovedenie». 1996. 224 p. In Russian
- General'nyy plan gorodskogo okruga «Gorod Kyzyl respubliki Tyva». Tom. II. Materialy po obosnovaniyu general'nogo plana.* [Master plan of the urban district "City of Kyzyl, Republic of Tuva". Volume II. Materials for substantiating the master plan] Kyzyl. 2022. 368 p. Internet resource: https://mkzyzyl.ru/gen_plan_Kyzyl/generalplan.php In Russian
- Gladysheva A.S., Nazarov D.V. *Chetvertichnye otlozheniya Serliqhemskoy, Tuvinskoy i Chuyskoy kotlovin (respubliki Tuva i Altay): predvaritel'nye rezul'taty polevykh rabot 2020 g.* [Quaternary deposits of the Serlighem, Tuva, and Chuya basins (Tuva and Altai Republics): preliminary results of field work in 2020] // *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarkiki i Severo-Zapada Rossii*. Vypusk 7. 2020. pp. 278–280. In Russian
- Zol'nikov I.D., Vybornov A.V., Kirginekov E.N., Grachev I.A., Filatov E.A., Danil'son D.A., Rogozin D.E. *Superpavodkovye otlozheniya verkhnego neopleystotsena Koybal'skoy stepi (Minusinskaya kotlovina)* // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2024. 1. pp. 26–39. In Russian

- Zol'nikov I.D., Novikov I.S., Deev E.V., Shpansky A.V., Mikharevich M.V. Facies composition and stratigraphic position of the quaternary upper Yenisei sequence in the Tuva and Minusa depressions // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2021. V. 62, No. 10. pp. 1377–1390. doi: 10.15372/GiG2020186. In Russian
- Parnachev S.V. *Geologiya vysokikh altayskikh terras (Yalomano-Katunskaya zona)* [Geology of the high Altai terraces (Yaloman-Katun zone)]. Tomsk, Izd-vo IPF TPU. 1999. 137 p. In Russian
- Rudoy A.N. *Giqantskaya ryab' techeniya (istoriya issledovaniy, diagnostika, paleogeograficheskoe znachenie)* [Giant ripple current (history of research, diagnostics, paleogeographic significance)]. Tomsk: Izd-vo TGPU. 2005. 224 s. In Russian
- Chistyakov A.A. *Gornyy allyuviiy*. Moscow: Nedra, 1978. 287 p. In Russian
- Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R., Komatsu G. *Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence* // *Quaternary International*. 2023. pp. 1–21. doi: 10.1016/j.quaint.2022.10.002
- Carling P.A. *Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes?* // *Earth Sci. Rev.* 2013. V. 125. pp. 87–113. doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.06.002

Информация об авторах:

- Зольников И.Д.**, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; профессор, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.
E-mail: zol@igm.nsc.ru
- Филатов Е.А.**, инженер, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: egorphylatov@gmail.com
- Клементьев А.М.**, кандидат географических наук, научный сотрудник, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия.
E-mail: klem-al@yandex.ru
- Бордюгова Е.А.**, лаборант, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: bordyugovaea@igm.nsc.ru
- Глушкова Н.В.**, кандидат технических наук, научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; доцент, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.
E-mail: hope@igm.nsc.ru
- Джуманов А.Т.**, младший научный сотрудник, лаборатория континентальных экосистем мезозоя и кайнозоя, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: dzhumanov-97@mail.ru
- Фетисов И.С.**, инженер, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: i.fetisov1@g.nsu.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

- Zolnikov I.D.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS; professor, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.
E-mail: zol@igm.nsc.ru
- Filatov E.A.**, Engineer, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.
E-mail: egorphylatov@gmail.com
- Klementyev A.M.**, Cand. Sci. (Geography), Researcher, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia.
E-mail: klem-al@yandex.ru
- Bordyugova E.A.**, Laboratory Assistant, V.S. Sobolev Institute of Geology and mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.
E-mail: bordyugovaea@igm.nsc.ru
- Glushkova N.V.**, Cand. Sci. (Technique), Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS; Associate Professor, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia
E-mail: hope@igm.nsc.ru
- Dzhumanov A.T.**, Junior Researcher, Laboratory of Continental Ecosystems of the Mesozoic and Cenozoic, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: dzhumanov-97@mail.ru
- Fetisov I.S.**, Engineer, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.
E-mail: i.fetisov1@g.nsu.ru

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

Статья поступила в редакцию 02.10.2024; одобрена после рецензирования 14.01.2025; принята к публикации 30.10.2025

The article was submitted 02.10.2024; approved after reviewing 14.01.2025; accepted for publication 30.10.2025

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Научная статья

УДК 569.742.1

doi: 10.17223/25421379/37/2

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ КРАСНЫЙ ВОЛК (*CUON ALPINUS*) ИЗ КУРТАКА, ЮЖНАЯ СИБИРЬ

Дмитрий Геннадьевич Маликов¹, Геннадий Фёдорович Барышников²

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия

¹ dgmalikov@igm.nsc.ru

² g_baryshnikov@mail.ru



Аннотация. Нижняя челюсть из местонахождения Верхний Камень на Енисее (Куртацкий геоархеологический район), датируемая поздним плейстоценом, на основании морфологических признаков отнесена к подвиду *Cuon alpinus gebleri*. Она позволяет существенно расширить ареал ископаемого подвида красного волка за пределы Горного Алтая вплоть до Кузнецкого Алатау и западной части Минусинской котловины. Предполагается, что территория Минусинской межгорной котловины и река Енисей выступали границей ареалов между позднплейстоценовыми подвидами южно-сибирских красных волков *C. a. gebleri* и *C. a. nischneudensis*.

Ключевые слова: *Cuon alpinus*, нижняя челюсть, систематика, плейстоцен, Сибирь

Источник финансирования: Государственное задание ИГМ СО РАН № 122041400243-9 (Маликов Д.Г.) и ЗИН РАН № 125012800908-0 (Барышников Г.Ф.).

Для цитирования: Маликов Д.Г., Барышников Г.Ф. Плейстоценовый красный волк (*Cuon alpinus*) из Куртака, Южная Сибирь // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 18–28. doi: 10.17223/25421379/37/2

Original article

doi: 10.17223/25421379/37/2

PLEISTOCENE DHOLE (*CUON ALPINUS*) FROM KURTAK, SOUTHERN SIBERIA

Dmitriy G. Malikov¹, Gennady F. Baryshnikov²

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

² Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia

¹ dgmalikov@igm.nsc.ru

² G_Baryshnikov@mail.ru

Abstract. The dhole fossil mandible from the Verhniy Kamen' beach location on the Yenisei River (Kurtak geoarchaeological area) is described. We can attribute this mandible to the Late Pleistocene based on differences in the preservation and fossilization of dhole bone and Middle Pleistocene remains from this location. This is one of the few findings of dhole outside mountains and cave locations in the Pleistocene of Siberia. A left mandibular bone with a complete row of cheek teeth p1-m2 but incisors and canine are absent. The specimen has two foramen mentale, the first larger than the second, as in modern *Cuon alpinus*. All main morphological characteristics of the mandible correspond to those of *C. alpinus*. Evolutionary changes in the dental system of *C. alpinus* show an increase length of hypoconid in the m1, which extends over almost the entire talonid area, displacing the entoconid, which is not developed at all in the modern dhole. In *C. a. caucasica* from the Late Pleistocene of the Caucasus, the entoconid is occasionally preserved as a small rudimentary tubercle on the lingual margin of the hypoconid base. There's not even a trace of entoconid on the mandibular from Kurtak. The length of m1 is also shorter than the length of this tooth in the Middle Pleistocene subspecies of dhole (*C. a. priscus* and *C. a. fossilis*) from Europe. In the Late Pleistocene of Siberia two subspecies are known for the dhole: *C. a. gebleri* for the Altai Mountains and *C. a. nischneudensis* for the Eastern Sayan Mountains. The differences between these subspecies may be related to the fact that when the range boundary was extended northward, animals from the Tien Shan migrated to Altai Mountains, and animals from Mongolia and the Far East migrated to the Eastern Sayan Mountains. The tooth sizes of the specimen from Kurtak are very similar to those of Pleistocene South Siberian *C. a. gebleri* and *C. a. nischneudensis*, and to the modern far-eastern subspecies *C. a. alpinus*. Comparison of the Kurtak mandibular with Pleistocene subspecies of the dhole from Southern Siberia reveals its significant similarity to *C. a. gebleri*. Thus, the described finding

allows us to extend the area of *C. a. gebleri* to the northeast, beyond the Altai Mountains to the Kuznetsk Alatau Mountains and the western part of the Minusinsk Depression. This suggests that the territory of the Minusinsk Depression and the Yenisei River acted as the boundary between the Late Pleistocene subspecies of South Siberian red wolves *Cuon alpinus gebleri* and *Cuon alpinus nischneudensis*.

Keywords: *Cuon alpinus*, lower jaw, systematics, Pleistocene, Siberia

Источник финансирования: state assignment of IGM SB RAS №122041400243-9 (Malikov D.G.) and ZIN RAS №125012800908-0 (Baryshnikov G.F.).

For citation: Malikov D.G., Baryshnikov G.F. (2025) Pleistocene dhole (*Cuon alpinus*) from Kurtak, Southern Siberia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 18–28. (In Russian) doi: 10.17223/25421379/37/2

Введение

Красный волк *Cuon alpinus* (Pallas, 1811) – житель обширных горных и равнинных, преимущественно лесных областей Южной и Восточной Азии. За последние 100 лет его распространение значительно сократилось. Еще в начале XX в. северная граница ареала проходила по Тянь-Шаню, Южной Сибири (Алтай, Саяны, Забайкалье) и югу Дальнего Востока России (Сихотэ-Алинь и прилежащие равнины), но в настоящее время вид здесь полностью исчез [Аристов, Барышников, 2001].

Из северной части ареала красного волка известно два подвида: *C. a. hespericus* Afanasjev et Zolotarev, 1935, жившего на Алтае и Тянь-Шане, и *C. a. alpinus* (Pallas, 1811), встречавшегося от Саян на восток до Приморья. Предполагается, что эти подвиды являются остатками филетической линии или линий, распространенных с конца раннего плейстоцена в Евразии от Тихого до Атлантического океана [Baryshnikov, Puzachenko, 2024]. Оба подвида отличаются размерами, окраской меха и пропорциями черепа [Аристов, Барышников, 2001]. Отмечено также своеобразие в строении слухового пузыря у *C. a. hespericus* [Ivanoff, 2007]. Эти подвиды, скорее всего, уже не существуют в природе.

Данные молекулярной генетики рассматривают род *Cuon* Hodgson, 1838 как сестринскую кладу к роду *Canis* L., 1758 и относят время их расхождения к позднему миоцену (около 6.2 млн л. н.) [Hassanin et al., 2021]. Митохондриальная филогеография *Cuon alpinus* выявила в тропической части видового ареала две клады. Одна включает популяции из Индии к югу от Ганга и из Мьянмы, вторая – популяции из Индии к северу от Ганга и из Индо-Китая [Iyengar et al., 2005]. Звери с севера ареала в этот анализ не вошли.

В плейстоцене ареал красного волка был значительно обширнее. Он простирался от атлантического до тихоокеанского побережья и включал южную и среднюю Европу, Кавказ, юг Средней Сибири (Алтай, Саяны) и Дальнего Востока России; одна находка известна с Южного Урала [Kurtén, 1968; Барышников, 1978, 1995; Baryshnikov, 1996; Gimranov et al., 2015; Оводов, 2007; Оводов, Мартынович, 2009].

В северных областях Сибири его ископаемые остатки пока неизвестны [Боесков, Барышников, 2013], но присутствие вида в Северной Америке предполагает, что он расселился туда в позднем плейстоцене из Азии, проникнув через Берингийский сухопутный мост [Kurtén, Anderson, 1980].

Вопросы эволюционной истории рода *Cuon*, как и его происхождение, до сих пор остаются дискуссионными. Древнейшие находки (*Cuon majori* Del Campaña, 1913, *C. dubius* Teilhard de Chardin, 1940 и *C. dubius stehlini* Thenius, 1954), относимые к предкам красного волка [Kurtén, 1968], теперь выведены из рода *Cuon* и включены в роды *Xenocyon* Kretzoi, 1938 или *Lycaon* Brookes, 1827 благодаря изучению нового ископаемого материала [Petrucchi et al., 2012]. Самым ранним представителем красных волков в Европе считается *Cuon priscus* Thenius, 1954 из раннего среднего плейстоцена, уже утративший нижний моляр m3. В позднем среднем плейстоцене зарегистрирован архаичный подвид *C. alpinus fossilis* Nehring, 1890, которого в позднем плейстоцене сменил *C. alpinus europaeus* Bourguignat, 1875. Они рассматривались как последовательные подвиды, сменявшие друг друга во времени [Adam, 1959], но затем их стали связывать с разными волнами иммиграции красных волков в Европу из Азии [Bonifay, 1971; Brugal, Boudadi-Makigne, 2011]. На сходство между плейстоценовыми красными волками Сибири и Европы указал еще Слодкевич [1932].

Предварительные результаты анализа древней ДНК, извлеченной из ископаемых образцов *C. alpinus* в Европе, выявили присутствие по крайней мере двух гаплотипов и значительные различия между древними и современными последовательностями красных волков [Taron et al., 2021]. Генетическое разнообразие плейстоценовых красных волков было выше, чем современных.

В Европе *C. alpinus* сохранялся до конца плейстоцена, и самые молодые остатки происходят из слоя 5 стоянки Рипаро Фреддиана (Италия) возрастом 10870±119 лет назад [Petrucchi et al., 2012]. Причиной вымирания красного волка были, вероятно, климатические и ландшафтные перестройки в конце плейстоцена и уменьшение численности или исчезновение

мелкого и среднего размера копытных, основной добычи этих стайных зверей.

В Азии ископаемые остатки красного волка известны из Кавказа, Сибири, Дальнего Востока России, Китая и Таиланда [Kurtén, 1968; Suraprasit et al., 2016]. Установлен подвид *C. alpinus caucasicus* Baryshnikov, 1978 для позднего плейстоцена Кавказа [Baryshnikov, 1996] и подвид *C. a. antiquus* Matthew et Granger, 1923 для второй половины среднего плейстоцена Китая [Colbert, Nooijer, 1953].

На юге Сибири имеется целый ряд находок ископаемого красного волка на Алтае (пещеры Страшная, Логово Гиены, Окладникова, Разбойничья, Денисова, Усть-Канская, Малояломанская, грот Куона), в Кузнецком Алатау (гроты Двуглазка, Тохзасский), в Саянах (пещеры Маячная, Кременшет, Старый Замок, Малая Нижнеудинская, грот Ипсит, стоянка Афонтова гора II) [Оводов, 2007, 2009; Акимова и др., 2021]. Вид обнаружен в голоценовой фауне Забайкалья (пещера Долганская Яма) [Клементьев и др., 2018].

Черский [1879, с. 8] первым в Сибири по фрагментам верхней и нижней челюсти из Нижнеудинской пещеры, Восточные Саяны, описал ископаемого красного волка *Canis nischneudensis* (Tschersky, 1879). Он близок по размерам к современному *Cuon alpinus*, но характеризуется очень высоким телом нижней челюсти.

Оводов [2007, с. 228] по нижнечелюстным костям из пещеры Окладникова (голотип) и пещеры Логово Гиены (паратип) из западного Алтая описал другой вид красного волка *Cuon gebleri*, но не дал его диагноза и изображения, а также не привел коллекционные номера типового материала и не указал место его хранения. Изображение типового материала было опубликовано позднее, но также без указания коллекционных номеров [Оводов, Мартынович, 2009, рис. 3]. В качестве характерных признаков отмечено присутствие на премоляре р4 переднего дополнительного зубца («параконида») и наличие одного большого и двух малых подбородочных отверстий.

Изучение черепов и фрагмента черепа ископаемого *C. alpinus* с Алтая (пещера Куона) и с Восточных Саян (пещеры Старый Замок, Кременшет и Нижнеудинская) показало некоторые морфологические различия между ними. У алтайских волков лицевой отдел черепа более вытянут (по отношению к кондилобазальной длине), длина премоляров Р1–Р3 больше, коронка М1 близка к треугольной (у саянских волков она более вытянута в поперечном направлении), длина Р4 меньше, нет «кулисной» постановки у трех первых премоляров, что характерно для экземпляров из Восточных Саян, височный индекс меньше [Оводов, Мартынович, 2009]. Общие черты строения черепа и зубов ископаемых образцов характерны для *C. alpinus*, но перечисленные признаки позволяют

рассматривать красных волков с Алтая и с Восточных Саян как разные подвиды: *C. a. gebleri* и *C. a. nischneudensis* соответственно.

Редкость ископаемых остатков красного волка на юге Сибири делает ценной каждую новую находку. Такая новая находка, нижнечелюстная кость, сделана в Куртаковском геоархеологическом районе. Данная статья посвящена ее изучению.

Местонахождение и материал

Нижнечелюстная кость красного волка происходит с территории восточной части Куртаковского геоархеологического района [Дроздов и др., 1990, 2005] и была обнаружена на Верхнекаменско-Ижуйском археологическом участке ~N 55.14°, E 91.62° (рис. 1). На этом участке изучено местонахождение Верхний Камень, которое расположено в береговой зоне Красноярского водохранилища. После подъема воды и затопления берегового уступа и частично отлогого склона в коренных породах выработалась береговая отмель. Уступ здесь имеет высоту над отмелью 11–12 м и полностью сложен четвертичными отложениями [Дроздов и др., 1990].

Геологическое описание разреза взято нами из публикации Н.И. Дроздова и соавт. [Дроздов и др., 1990]. Рыхлые отложения у береговой линии представлены прерывистым маломощным чехлом пестроцветных пластичных глин с обломками глинизированных аргиллитов. На момент сбора материала основная часть береговой отмели являлась абразионной с выходом на поверхность коренных пород каменноугольного возраста. Иногда на них сохранялись остатки глинистых палеогеновых кор выветривания и неогенового аллювия. Эти образования и глины перекрыты прерывисто развитыми буровато-темнокоричневыми (гумусированными) и коричневыми плотными суглинками, сходными по внешним признакам со среднеплейстоценовыми отложениями Бережековского участка.

В разрезе абразивного уступа четвертичные породы залегают на прочных, без следов выветривания, каменноугольных песчаниках. Снизу вверх вскрываются (рис. 2) переслаивания тонких коричневых супесей, иногда суглинков, и серых тонкозернистых песков (слой 1). Слой 2 представлен почвенным комплексом, деформированным склоновыми процессами, сложенным переслаивающимися гумусированными черными суглинками, тонкими серыми супесями, буровато-серыми комковатыми суглинками с окатышами гумуса. С резким эрозионным контактом на почвенном комплексе залегают горизонтально переслаивающиеся серые, коричневатые-серые супеси, пески, гравийно-дресвяный материал слоя 3. Выше по разрезу эта пачка сменяется лессовидными карбонатными супесями слоя 4. Слой 5 представлен переувлажненными эоловыми тонкими глинистыми песками.

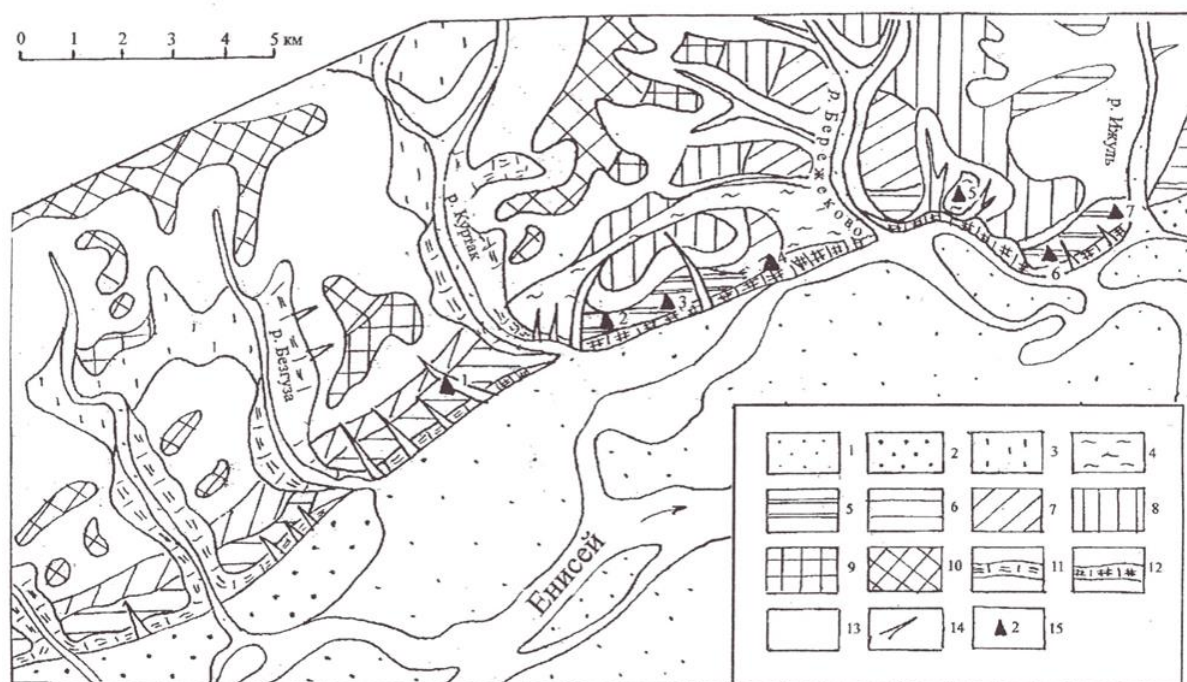


Рис. 1. Местонахождение Верхний Камень на геоморфологической карте Куртаковского геoarхеологического района по [Дроздов и др., 2005]

1 – поймы Енисея и притоков; 2 – низкие террасы; 3 – выположенные участки; 4 – погребенная долина Енисея (Q_1); высокие террасы ($N_2 - N_1$): 5 – 60 м; 6 – 70–90 м; 7 – 110–130 м; 8 – 150–170 м; 9, 10 – олигоцен-миоценовая, палеогеновая поверхности выравнивания; 11 – крутые склоны; 12 – обрывы; 13 – отлогие склоны; 14 – лога; 15 – палеолитические стоянки: 1 – Каштанка, 2 – Каменный лог I, 3 – Каменный лог II, 4 – Бережеково, 5 – Разлог II, 6 – Верхний Камень, 7 – Усть-Ижгуль

Fig. 1. The position of Verhnyy Kamen' section on the geomorphological map of the Kurtak geoarchaeological region according to [Drozdov et al., 2005]

1 – Yenisei River and tributaries floodplains; 2 – low terraces; 3 – leveled areas; 4 – buried valley of the Yenisei (Q_1); high terraces ($N_2 - N_1$): 5 – 60 m; 6 – 70–90 m; 7 – 110–130 m; 8 – 150–170 m; 9, 10 – Oligocene-Miocene, Paleogene planation surfaces; 11 – steep slopes; 12 – cliffs; 13 – gentle slopes; 14 – ravines; 15 – Paleolithic sites: 1 – Kashtanka, 2 – Kamenny Log I, 3 – Kamenny Log II, 4 – Berezhkovskoye, 5 – Razlog II, 6 – Verhnyy Kamen', 7 – Ust-Izhul'

Сбор ископаемых остатков и археологического материала на местонахождении проводился в 1989 г., весь материал находился во вторичном залегании на пляже, материала в положении *in situ* в разрезе не встречено. Несмотря на подъемный характер костных остатков, они интересны тем, что на сравнительно небольшом отрезке отмели (около 200 м) оказались представленными, наряду с обычными для позднего плейстоцена видами, типично среднеплейстоценовые таксоны. При этом видовой состав наиболее представлен для куртаковского района [Дроздов и др., 1990].

Более древние находки млекопитающих приурочены к площади распространения комплекса ашельско-мустьерских коррадированных орудий на участке № 1. По определению И.В. Фороновой (определения даны в авторской интерпретации, так как ревизия материала не проводилась) [Дроздов и др., 1990], среди среднеплейстоценовых видов тут обнаружены *Mammuthus chosaricus* Dubrovo, 1966 (близкого по морфологическим признакам к мамонту из

Черного Яра в Поволжье) и *M. primigenius* Blumenbach, 1799 (толстоэмалевая форма, более архаичная, чем мамонт из раннемустьерской стоянки Чокурча в Крыму), а также древние лошади *Equus ferus chosaricus* Gromova, 1949 и *Equus* (*Asinus* aut *Hemionus*) sp. (сходной с *E. sanmeniensis* Teilhard de Chardin et Piveteau, 1930, но более прогрессивной).

Совмещенное в плане залегание на пляже архаичных артефактов и остатков разновозрастной среднеплейстоценовой фауны позволяет предполагать, что выявленные следы ашельско-мустьерской индустрии были не древнее эпохи существования хазарского мамонта.

Исходя из этого, можно предполагать среднеплейстоценовый возраст фаунистического комплекса. В то же время широкое развитие верхнеплейстоценовых отложений на участке не позволяет исключить и более молодой возраст ископаемых остатков, в том числе и нашей находки.

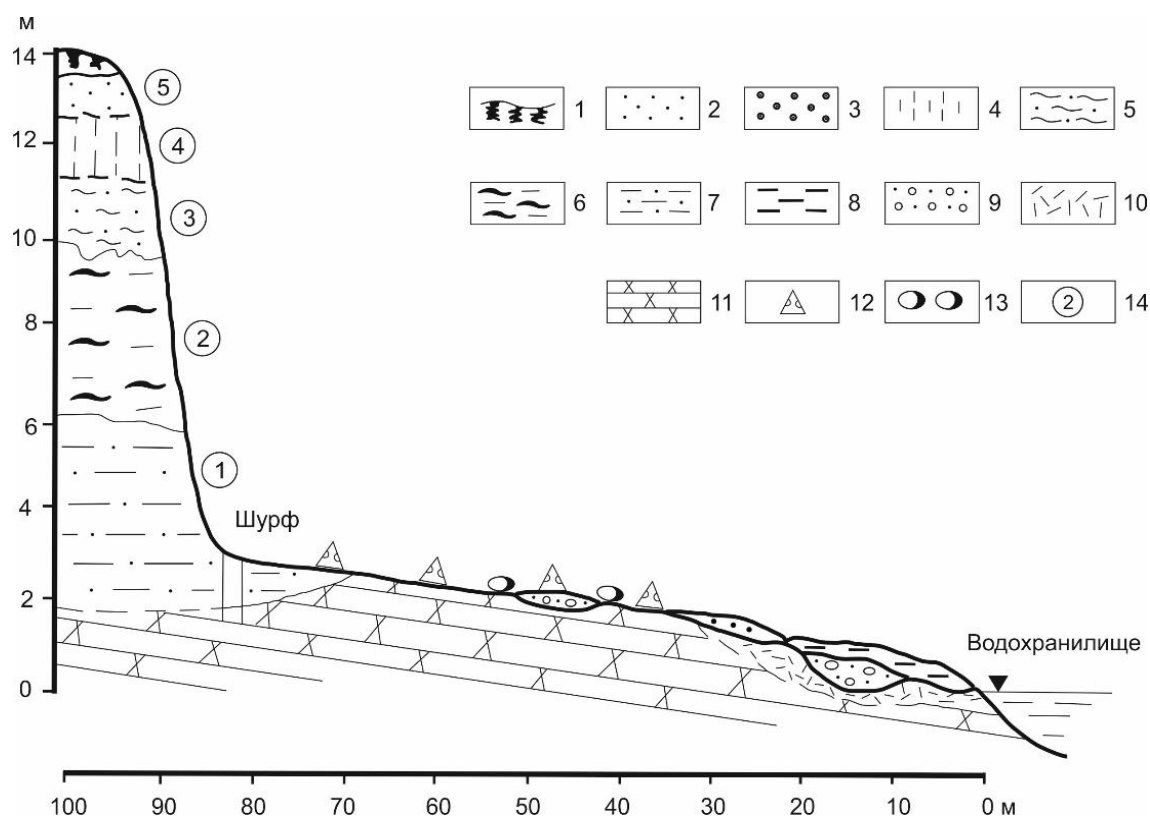


Рис. 2. Схематическое геологическое строение разреза Верхний Камень по [Дроздов и др., 1990]

1 – современная почва; 2 – супеси; пески эоловые; 3 – современные пляжные накопления; 4 – супеси лессовидные; 5 – переслаивающиеся серые, коричневатые-серые супеси и пески; 6 – почвенный ископаемый комплекс; 7 – переслаивающиеся супеси, суглинки, пески с карбонатными конкрециями, горизонтами омарганцевания; 8 – глины, суглинки коричневые, с прослоями темно-коричневых гумусированных суглинков; 9 – песчанно-галечные охристые отложения (неогеновый аллювий?); 10 – глинистые продукты древних кор выветривания; 11 – каменноугольные песчаники и конгломераты; 12 – места находок палеолитического материала ашель-мустьерского облика; 13 – россыпи охристых галечников и железистых конгломератов; 14 – номера геологических слоев

Fig. 2. Schematic geological structure of the Verhny Kamen' section according to [Drozdov et al., 1990]

1 – modern soil; 2 – sandy loam; eolian sand; 3 – modern beach deposits; 4 – loess-like sandy loam; 5 – alternating gray, brownish-gray sandy loams and sands; 6 – paleosol complex; 7 – alternating sandy loams, loams, sands with carbonate concretions, manganese horizons; 8 – clays, brown loams, with interlayers of dark brown humified loams; 9 – sandy-pebble ocher deposits (Neogene alluvium?); 10 – clay products of ancient weathering crusts; 11 – Carboniferous sandstones and conglomerates; 12 – find sites of Paleolithic material of the Acheulean-Mousterian appearance; 13 – placers of ocher pebbles and ferruginous conglomerates; 14 – numbers of geological layers

Косвенным подтверждением позднелайстоценового возраста находки может явиться сохранность челюсти *C. alpinus*, отличная от сохранности челюсти *Equus* (*Asinus* aut *Hemionus*) sp. с того же пляжа (рис. 3): челюсть лошади плотная, тяжелая, сильно минерализованная, с многочисленной пропиткой окислами марганца. Также на кости сохранился фрагмент плотного сцементированного серого суглинка. Судя по фоссилизованности костного материала, остатки лошади, вероятно, происходят из слоя 1 разреза. По корреляции разреза с разрезом Каменный лог данный слой датируется концом среднего плейстоцена, а вышележащие отложения (слой 2 – слой 5) – верхним плейстоценом [Дроздов и др., 1990, 2005].

По данным Н.И. Дроздова и соавт. [Дроздов и др., 2005], отложения слоя 1 (из которого вероятнее всего происходит среднеплейстоценовый комплекс) являются лессовидными делювиальными породами и перигляциальным аллювием и датируются бахтинским надгоризонтом (MIS8-6) региональной стратиграфической шкалы.

В последнее время взгляды на генезис и стратиграфию толщ Куртаковского геoarхеологического района несколько изменились. Так, согласно концепции И.Д. Зольникова и соавт. [Зольников и др., 2023], отложение, которое ранее интерпретировалось как перигляциальный овражно-балочный аллювий, представляет собой заплесковые отложения суперпавод-

ков. Эти авторы выделяют в районе три пачки отложений катафлювиального генезиса, сложенных слоистыми песками, алевропесками, щебенниками и галечниками. Древнейшими из них являются разлогские катафлювиальные отложения, сформированные в конце среднего неоплейстоцена (возможно, на завершающей фазе MIS6) и перекрытые каменноложско-сухоложскими палеопочвами или их близко переотложенными дериватами (MIS5) [Зольников и др., 2023]. Таким образом, вне зависимости от интерпретации генезиса, отложения слоя 1 разреза Верхний Камень и, как следствие, фаунистические остатки, происходящие из них, могут быть уверенно датированы средним плейстоценом.

Описываемая челюсть красного волка окрашена в более светлые, красно-коричневые тона, обладает существенно меньшим удельным весом, чем челюсть лошади, не содержит фрагментов вмещающей по-

роды и окислов марганца (рис. 3), что позволяет предполагать их происхождение из различных вмещающих отложений. Поскольку большая часть геологического разреза заведомо относится к верхнеплейстоценовой толще, а сохранность челюсти волка не соответствует среднеплейстоценовой ассоциации, мы предполагаем позднеплейстоценовый возраст описываемой челюсти.

Левая нижнечелюстная кость красного волка (рис. 4), описываемая в настоящей работе, хранится в коллекции Института геологии и минералогии СО РАН (обр. KB-89-91). Для сравнения нами изучены ископаемые материалы из Алтая (пещеры Окладникова и Логово гиены) и Восточных Саян (Нижнеудинская пещера). Также были изучены плейстоценовая коллекция с Кавказа (пещера Кударо 3) и коллекция современных черепов и нижних челюстей с Тянь-Шаня, Алтая и Приморского края, хранящаяся в Зоологическом институте РАН в Санкт-Петербурге (ЗИН).



Рис. 3. Сравнение сохранности костных остатков *Equus* (*Asinus* aut *Hemionus*) sp. (a) и *Cuon alpinus* (KB-89-91) (b) из местонахождения Верхний Камень

Fig. 3. Comparison of the state of preservation of bone remains of *Equus* (*Asinus* aut *Hemionus*) sp. (a) and *Cuon alpinus* (KB-89-91) (b) from the Verhniy Kamen' locality



Рис. 4. Левая нижнечелюстная кость *Cuon alpinus* (KB-89-91) из местонахождения Куртак (Верхний Камень IB) на юге Сибири

Вид: а – буккальный, b – лингвальный, с – с жевательной поверхности

Fig. 4. Left mandible of *Cuon alpinus* (KB-89-91) from the Kurtak locality (Verhniy Kamen') in Southern Siberia
The buccal (a), lingual (b) and occlusal (c) views

Результаты и обсуждение

О п и с а н и е . Левая нижнечелюстная кость с поврежденным восходящим отделом. Сохранились все щечные зубы p1–m2, но резцы и клык утеряны. Имеется два подбородочных отверстия; первое крупнее второго, как у современного *Canis alpinus*, и расположено под промежутком между p1 и p2. Горизонтальная ветвь нижней челюсти незначительно повышается кзади. Нижний край ее немного вогнут на уровне р3. Передний край венечного отростка поднимается круто над уровнем зубного ряда. Массетерная ямка глубокая, не доходит кпереди до уровня m2.

Щечные зубы в челюсти расположены по плавной дуге (см. рис. 1, с), размеры их даны в таблице. Передние премоляры (p1 и p2) разделены небольшими диастемами. Длина коронок зубов последовательно возрастает от p1 к p4. Первый нижний премоляр p1 маленький, одновершинный, с одним корнем. Второй премоляр p2 крупнее, с высокой главной вершиной; на заднем крае ее расположен маленький дополнительный зубчик; по основанию коронки проходит цингулид. Третий премоляр p3 лишь немногим длиннее и шире, чем p2. Дополнительный зубец на заднем крае развит сильнее; цингулид отчетливый и формирует спереди маленький зубчик. Четвертый премоляр p4 значительной выше и массивнее, чем передние премоляры. Его высота достигает высоты параконида m1, как у современного *C. alpinus*. Премоляр расширен в заднем отделе. Есть дополнительные зубцы: небольшой передний и более крупный и высокий задний. Цингулид хорошо различим на внешней и внутренней стенках коронки.

Нижний хищнический зуб m1 узкий, с коротким талонидом. Параконид режущий, отделен от протокониды узкой щелью. Протоконид высокий, значительно выше параконида, трехгранный в сечении. Метаконид небольшой, но четкий; он расположен у заднего края протокониды или даже немного смещен кзади. Талонид небольшой, почти вся площадь его занята гипоконидом. Энтоконид не развит. По внутренней стенке талонида проходит цингулид, который не заходит за задний край основания гипоконида. Вторым моляром m2 с округлой коронкой. В центре его различим приподнятый протоконид, от которого назад идет гребень; метаконид почти не различим. Последний нижний моляр m3 или его альвеола отсутствуют.

С р а в н е н и е . Все основные морфологические характеристики нижней челюсти соответствуют таковым *C. alpinus*. Размеры зубов очень сходны с размерами зубов *C. a. gebleri* и *C. a. nischneudensis*, а также с современным *C. a. alpinus*. Размеры *C. a. caucasicus* немного крупнее, а современного *C. a. hesperius*, напротив, меньше (см. табл.).

У *C. alpinus* из позднеплейстоценовых местонахождений Пиренейского п-ова нижний хищнический зуб m1 заметно длиннее (22,2–24,8 мм, n = 8) [Pérez Ripoll et al., 2010].

Относительная длина премоляра p4 (59,5%), т.е. отношение ее к длине m1, почти одинакова у ископаемых подвидов (61,0–63,8%) и у современного *C. a. alpinus* (59,1%), и лишь у *C. a. nischneudensis* этот индекс оказался больше (73,5%), а у современного *C. a. hesperius* (57,5%) меньше. Индекс длины p4 в пиренейской ископаемой выборке (58,8–65,4%) лежит в пределах значений плейстоценовой выборки из Сибири.

Премоляр p4 характеризуется развитием крупного переднего дополнительного зубца у *C. a. gebleri*. Более маленький зубец есть также у куртакского экземпляра. У *C. a. caucasicus* его нет, как нет его на исследованных челюстях современного красного волка из Алтая, Саян и Дальнего Востока России. В европейской ископаемой выборке из Польши этот зубец также отсутствует [Marciszak et al., 2021].

В эволюционных изменениях зубной системы *C. alpinus* наблюдается увеличение гипоконида m1, который распространяется почти на всю площадь талонида, почти полностью вытесняя энтоконид, который совсем не выражен у современного красного волка. У *C. a. caucasicus* из позднего плейстоцена Кавказа энтоконид иногда еще сохраняется в виде мелкого рудиментарного бугорочка на лингвальном крае у основания гипоконида [Baryshnikov, 1996]. На челюсти из Куртака нет даже следов энтокониды. По этому показателю красный волк из Куртака похож на современных зверей, что свидетельствует скорее об его позднеплейстоценовом возрасте, чем о среднеплейстоценовом. Длина m1 также меньше, чем длина этого зуба у среднеплейстоценовых подвидов *C. a. priscus* и *C. a. fossilis* из Европы, у которых она превышает 23 мм [Marciszak et al., 2021].

Сравнение куртакской челюсти с плейстоценовыми подвидами красного волка с юга Сибири показывает значительное сходство его с *C. a. gebleri*. Исходя из имеющихся геологических представлений о местонахождении Верхний Камень и возможной интерпретации возраста фаун, мы предполагаем позднеплейстоценовый возраст описываемого образца. Тем самым описанная находка позволяет расширить зону распространения *C. a. gebleri* на северо-восток, за пределы Алтая. Поскольку наиболее очевидный путь миграции для красного волка с Алтая в долину Енисея должен пролегать либо через Западный Саян, либо через Кузнецкий Алатау, это позволяет предполагать, что остатки *C. alpinus*, найденные в Кузнецком Алатау (гроты Двуглазка, Тохзасский), также могут принадлежать этому подвиду красного волка.

Размеры нижней челюсти *Cuon alpinus*, ммDimensions of the mandible of *Cuon alpinus*, mm

Промеры	Поздний плейстоцен						Современность	
	Сибирь				Кавказ		Тянь-Шань	Приморье
	Куртак	<i>C. a. gebleri</i>		<i>C. a. nischneudensis</i>	<i>C. a. caucasicus</i>		<i>C. a. hesperius</i>	<i>C. a. alpinus</i>
		Горный Алтай [Оводов, 2007]		Нижнеудинская пещера	Пещера Кударо 3		Акса́й	Уссурийск
	КВ-89-91	Пещера Окладникова, н/н, голотип	Логово гиены, н/н, паратип	ЗИН О.3741, лектотип	ЗИН О.31241, голотип	ЗИН О.34344	ЗИН О.15229 ♂, голотип	ЗИН О.18367 ♂
Длина зубного ряда p1–m2	70,9					68,3	63,9	74,0
Длина ряда премоляров p1–p4	40,1					40,4	37,5	44,7
Длина зубного ряда p4–m1	34,5	32,9	33,9		35,6	35,1	32,3	32,2
Длина моляров m1–m2	30,4						27,6	30,3
Высота челюсти за m1	26,2	24,1		27,8	26,4		21,6	26,3
Высота челюсти за p2	21,7	22,3					18,9	20,8
Зубы								
p1 длина	4,4					5,6	5,2	5,2
ширина	3,8					3,6	3,5	3,3
p2 длина	8,9	9,2	9,2				8,1	9,8
ширина	4,9	4,8	4,8				4,1	5,1
p3 длина	10,0	11,0	11,1	~10,0	11,0			11,0
ширина	5,3	5,7	5,7		5,4			5,2
p4 длина	13,1	13,2	13,9	~14,7	13,9	14,0	12,3	13,3
ширина	7,0	6,6	7,0		6,8	6,7	6,1	6,6
m1 длина	22,0	21,8	21,8	~20,0	22,8	22,9	21,4	22,5
длина талонида	5,8				6,7	6,3	6,4	5,6
ширина	8,6	8,5	9,5		9,3	8,9	8,6	8,9
ширина талонида	7,8						7,1	7,6
m2 длина	8,7	7,6		~7,3			6,8	7,7
ширина	>6,6	5,9					5,8	6,7

В то же время это предположение требует ревизии тех материалов, описания которых неизвестно.

Мы принимаем для позднего плейстоцена Сибири два подвида красного волка: *C. a. gebleri* Ovodov для Алтая и *C. a. nischneudensis* Tschersky для Восточных Саян. Различия между ними могут быть связаны с тем, что при расширении границы ареала к северу на Алтай расселялись звери из Тянь-Шаня, а на Восточные Саяны – звери из Монголии и Дальнего Востока. Возможно, река Енисей выступала границей ареалов для этих подвидов. Для уточнения этого момента необходимо детальное морфологическое изучение находок из северо-западной части Восточных Саян (пещера Маячная и стоянка Афонтова гора II).

Заключение

Проведено морфологическое изучение нижнечелюстной кости красного волка из местонахождения

Верхний Камень на Енисее. На основании сравнения сохранности костной ткани с остатками среднеплейстоценовых млекопитающих этого местонахождения предполагается позднеплейстоценовый возраст находки.

Морфологически изученный экземпляр соответствует подвиду *C. a. gebleri*, описанному из позднего плейстоцена Горного Алтая.

Это позволяет существенно расширить ареал позднеплейстоценового красного волка *C. a. gebleri*. Вероятно, помимо Горного Алтая его ареал также включал Кузнецкий Алатау и западную часть Минусинской котловины.

Не исключено, что именно Минусинская межгорная котловина и река Енисей выступали границей ареалов между позднеплейстоценовыми подвидами южно-сибирских красных волков *C. a. gebleri* Ovodov и *C. a. nischneudensis* Tschersky.

Список источников

- Акимова Е.В., Анойкин А.А., Васильев С.К., Галухин Л.Л., Дроздов Н.И., Дудко А.А., Зольников И.Д., Клементьев А.М., Лысенко Д.Н., Разгильдеева И.И., Славинский В.С., Стасюк И.В., Томилова Е.А., Харевич В.М., Цыбанков А.А. Позднепалеолитическая стоянка Афонтова Гора II: итоги мультидисциплинарных исследований 2014 года. Новосибирск : Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2021. 260 с.
- Аристов А.А., Барышников Г.Ф. Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. Хищные и ластоногие. Определители по фауне России, издаваемые Зоологическим институтом РАН. Вып. 169. СПб, 2001. 560 с.
- Барышников Г.Ф. Красные волки Кавказа // Труды Зоологического института АН СССР. 1978. Т. 79. С. 79–84.
- Барышников Г.Ф. Плейстоценовый красный волк, *Cuon alpinus* (Carnivora, Canidae) из палеолитических стоянок Большого Кавказа // Труды Зоологического института РАН. 1995. Т. 263. С. 92–120.
- Боесков Г.Г., Барышников Г.Ф. Позднечетвертичные хищные млекопитающие Якутии. СПб. : Наука, 2013. 197 с.
- Дроздов Н.И., Чеха В.П., Лаухин С.А., Кольцова В.Г., Акимова Е.В., Ермолаев А.В., Леонтьев В.П., Васильев С.А., Ямских А.Ф., Демиденко Г.А., Артемьев Е.В., Викулов А.А., Бокарев А.А., Фофанов И.В., Сидорас С.Д. Хроностратиграфия палеолитических памятников Средней Сибири (бассейн Енисея) (экскурсия № 2): Путеводитель Междунар. симп. «Хроностратиграфия палеолита Северной, Центральной, Восточной Азии и Америки». Новосибирск, 1990. 184 с.
- Дроздов Н.И., Чеха В.П., Хазартс П. Геоморфология и четвертичные отложения Куртаковского геологического района (Северо-Минусинская впадина). Красноярск : РИО КГПУ им. В.П. Астафьева, 2005. 112 с.
- Зольников И.Д., Филатов Е.А., Анойкин А.А., Клементьев А.М., Шпанский А.В., Новиков И.С., Джуманов А.Т., Рогозин Д.Е. Предварительные результаты междисциплинарных исследований на территории Куртаковского археологического района в 2023 году (Северо-Минусинская котловина) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2023. Т. 29. С. 118–123.
- Клементьев А.М., Морозов О.Н., Кобылкин Д.В. Голоценовая фауна из пещеры Долганская Яма (северное Забайкалье) и её зоогеографическое значение // Вопросы географии. Сб. 147: Спелеология и карстование. 2018. С. 252–267.
- Оводов Н.Д. Красные волки (*Cuon*, Mammalia) Алтая и Восточных Саян // Млекопитающие горных территорий. Материалы международной конференции 13–18 августа 2007 г. М. : Т-во научных изданий КМК, 2007. С. 224–229.
- Оводов Н.Д. Древние звери Хакасии // Астроархеология – естественно-научный инструмент познания протонаук и астральных религий жречества древних культур Хакасии. Красноярск, 2009. С. 189–199.
- Оводов Н.Д., Мартынович Н.В. Красные волки (genus *Cuon*, Mammalia) Алтая и Восточных Саян // Животный мир горных территорий. М. : Т-во научных изданий КМК, 2009. С. 389–393.
- Слодков В.С. Остатки *Cuon* из четвертичных отложений Нижнеудинской пещеры // Труды Палеозоологического института АН СССР. 1932. Т. 2. С. 277–282.
- Черский И.Д. Описание некоторых остатков млекопитающих животных (*Canis Nischneudensis* mihi, *Canis lagopus* Lin. *Myodes Brandti* mihi *etiifrustum* corii *Rhinocerotis* fossis), вырытых в Нижнеудинской пещере (с таблицей рисунков) // Известия Восточно-Сибирского отдела Императорского Русского географического общества. 1879. Т. X, № 1–2. С. 7–36.
- Adam K.D. Mittelpleistozäne Caniden aus dem Heppenloch bei Guttenberg (Württemberg) // Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde. 1959. V. 27. P. 1–46.
- Baryshnikov G. The dhole, *Cuon alpinus* (Carnivora, Canidae), from the Upper Pleistocene of the Caucasus // Acta Zoologica Cracoviensis. 1996. V. 39 (1). P. 67–73.
- Baryshnikov G.F., Puzachenko A.Yu. Tooth variability in Pleistocene and recent dhole, *Cuon alpinus* (Carnivora, Canidae) // Fossil Imprint. 2024. V. 80 (2). P. 339–361.
- Bonifay M.F. Carnivores quaternaires du Sud-Est de la France // Mémoires du Museum national d'Histoire naturelle, Serie C. 1971. V. 21. P. 145–153.
- Brugal J.-P., Boudadi-Maligne M. Quaternary small to large canids in Europe: Taxonomic status and biochronological contribution // Quaternary International. 2011. V. 243 (1). P. 171–182.
- Colbert E.H., Hooijer D.A. Pleistocene mammals from the limestone fissures of Szechwan, China // Bulletin American Museum of Natural History. 1953. V. 102. P. 1–134.
- Hassanin A., Veron G., Ropiquet A., Vurruun J.B. van, Lécuyer A., Goodman S., Haider J., Nguyen T.T. Evolutionary history of Carnivora (Mammalia, Laurasiatheria) inferred from mitochondrial genomes // PLoS One. 2021. V. 16 (2). P. e0240770.
- Ivanoff D.V. Unlocking the ring: Occurrence and development of the uninterrupted intrabullar septum in Canidae // Mammalian Biology. 2007. V. 72 (3). P. 145–162.
- Iyengar A., Babu V.N., Hedges S., Venkataraman A.B., Maclean N., Morin P.A. Phylogeography, genetic structure, and diversity in the dhole (*Cuon alpinus*) // Molecular Ecology. 2005. V. 14. P. 2281–2297.
- Gimranov D.O., Kosintsev P.A., Smirnov N.G. The late Neopleistocene dhole (Carnivora, Canidae, *Cuon alpinus* Pallas, 1811) from the Urals // Doklady Biological Sciences. 2015. V. 464. P. 248–250.
- Kurtén B. Pleistocene mammals of Europe. London : Weidenfeld & Nicholson, 1968. 317 p.
- Kurtén B., Anderson E. Pleistocene mammals of North America. New York : Columbia University Press, 1980. 442 p.
- Marciszak A., Kropczyk A., Lipecz G. The first record of *Cuon alpinus* (Pallas, 1811) from Poland and the possible impact of other large canids on the evolution of the species // Journal of Quaternary Sciences. 2021. V. 36 (6). P. 1101–1121.
- Pérez Ripoll M., Morales Pérez J.V., Sanchis Serra A., Aura Tortosa J. E., Montañana I.S. Presence of the genus *Cuon* in upper Pleistocene and initial Holocene sites of the Iberian Peninsula: new remains identified in archaeological contexts of the Mediterranean region // Journal of Archaeological Science. 2010. V. 37. P. 437–450.
- Petrucchi M., Romiti S., Sardella R. The Middle-Late Pleistocene *Cuon* Hodgson, 1838 (Carnivora, Canidae) from Italy // Bollettino della Società Paleontologica Italiana. 2012. V. 51 (2). P. 137–148.
- Suraprasit K., Jaeger J.-J., Chaimanee Y., Chavasseau J., Yamee C., Tian P., Panha S. The Middle Pleistocene vertebrate fauna from Khok Sung (Nakhon Ratchasima, Thailand): biochronological and paleobiogeographical implications // ZooKeys. 2016. V. 613. P. 1–157.

Taron U.H., Paijmans J.L.A., Barlow A., Preick M., Iyengar A., Drăgușin V., Vasile S., Marciszak A., Roblíčková M., Hofreiter M. Ancient DNA from the Asiatic wild dog (*Cuon alpinus*) from Europe // Genes. 2021. V. 12 (2). 144 p.

References

- Akimova E.V., Anoykin A.A., Vasil'yev S.K., Galukhin L.L., Drozdov N.I., Dudko A.A., Zol'nikov I.D., Klement'yev A.M., Lysenko D.N., Razgil'deyeva I.I., Slavinskiy V.S., Stasyuk I.V., Tomilova E.A., Kharevich V.M., Tsybankov A.A. *Pozdnepaleoliticheskaya stoyanka Afontova gora II: rezul'taty mul'tidistsiplinarnykh issledovaniy 2014 g* [Afontova Gora II Late Paleolithic site: Results of multidisciplinary research in 2014] Min. of Science and Higher Education of the Rus. Federation, Rus. Acad. of Sciences, Siberian Branch, Inst. of Archaeology and Ethnography; Krasnoyarsk Geoarchaeology. Novosibirsk: IAET SB RAS Publishing. 2021. 260 p. In Russian
- Aristov A.A., Baryshnikov G.F. *Fauna mlekopitayushchikh Rossii i sopredel'nykh territoriy. Kirpichi i plitka* [The Mammals of Russia and adjacent territories. Carnivores and Pinnipeds]. Identification guides to the fauna of Russia, published by the Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences. Issue 169. St. Petersburg. 2001. 560 p. In Russian
- Baryshnikov G.F. *Krasnyye volki Kavkaza* [dhole of the Caucasus]. Trudy Zoologicheskogo instituta AN SSSR. 79. 1978. pp. 79–84. In Russian
- Baryshnikov G.F. *Pleystotsenovy krasnyy volk, Cuon alpinus (Carnivora, Canidae) iz paleoliticheskikh stoyanok Bol'shogo Kavkaza* [Pleistocene dhole, *Cuon alpinus* (Carnivora, Canidae) from Paleolithic sites of the Greater Caucasus]. Trudy Zoologicheskogo instituta RAN. 1995. 263. pp. 92–120. In Russian
- Boeskorov G.G., Baryshnikov G.F. *Pozdnechetvertichnyye khishchnyye mlekopitayushchiye Yakutii* [Late Quaternary of Yakutia]. Saint-Petersburg: Publishing house "Nauka". 2013. 197 p. In Russian
- Drozdov N.I., Chekha V.P., Laukhin S.A., Kol'tsova V.G., Akimova Ye.V., Yermolayev A.V., Leont'yev V.P., Vasil'yev S.A., Yamskikh A.F., Demidenko G.A., Artem'yev Ye.V., Vikulov A.A., Bokarev A.A., Foronova I.V., Sidoras S.D. *Khronostratigrafiya paleoliticheskikh pamyatnikov Sredney Sibiri (basseyu Yeniseya) (ekskursiya № 2)* [Chronostratigraphy of Paleolithic Sites of Central Siberia (Yenisei Basin) (Excursion No. 2)]: Putevoditel' Mezhdunar. simpoz. «Khronostratigrafiya paleolita Severnoy, Tsentral'noy, Vostochnoy Azii i Ameriki». Novosibirsk. 1990. 184 p. In Russian
- Drozdov N.I., Chekha V.P., Haesaerts P. *Geomorfologiya i chetvertichnyye otlozheniya Kurtakskogo geoarkheologicheskogo rayona (Severo-Minusinskaya vpadina)* [Geomorphology and Quaternary deposits of Kurtak Geoarchaeological District (North-Minusinsk Depression)]. Krasnoyarsk: Krasnoyarsk State Pedagogical University named after V.P. Astafiev. 2005. 112 p. In Russian
- Zolnikov I.D., Filatov E.A., Anokin A.A., Klementyev A.M., Shpansky A.V., Novikov I.S., Jumanov A.T., Rogozin D.E. *Predvaritel'nyye rezul'taty mezhdistsiplinarnykh issledovaniy na territorii Kurtakskogo arkheologicheskogo rayona v 2023 godu (Severo-Minusinskaya kotlovina)* [Preliminary Results of Interdisciplinary Research in the Kurtak Archaeological Region in 2023 (Northern Minusinsk Basin)] // Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredel'nykh territoriy. 2023. V. 29. pp. 118–123. In Russian
- Klementiev A.M., Morozov O.N., Kobylkin D.V. *Golotsenovaya fauna iz peshchery Dolganskaya Yama (severnoye Zabaykal'ye) i yeyo zoogeograficheskoye znachenie* [Holocene fauna from the Dolganskaya Yama Cave (Northern Transbaikalia) and its zoogeographic significance]. Voprosy geografii. Sb. 147. Speleologiya i karstovedeniye. 2018. pp. 252–267. In Russian
- Ovodov N.D. *Krasnyye volki (Cuon, Mammalia) Altaya i Vostochnykh Sayan* [Dholes (*Cuon*, Carnivora, Mammalia) from the Altai and Eastern Sayan]. Mlekopitayushchiye gornyykh territoriy. Materialy mezhdunarodnoy konferentsii 13–18 avgusta 2007 g. Moscow, T-vo nauchnykh izdaniy KMK. 2007. pp. 224–229. In Russian
- Ovodov N.D. *Drevnie zveri Hakasii* [Ancient beasts of Khakassia]. Astroarheologiya – estestvenno-nauchnyy instrument poznaniya protonauk i astral'nykh religiy zhrechestva drevnih kul'tur Hakasii. Krasnoyarsk. 2009. pp. 189–199. In Russian
- Ovodov N.D., Martynovich N.V. *Krasnyye volki (genus Cuon, Mammalia) Altaya i Vostochnykh Sayan* [Dholes (*genus Cuon*, Mammalia) from the Altay and Eastern Sayan]. Zhivotnyy mir gornyykh territoriy. Moscow, T-vo nauchnykh izdaniy KMK. 2009. pp. 389–393. In Russian
- Slodkevich V.S. *Ostatki Cuon iz chetvertichnykh otlozheniy Nizhneudinskoy peshchery* [Remains of *Cuon* from Quaternary deposits of Nizhneudinskaya Cave]. Trudy Paleozoologicheskogo instituta AN SSSR. 2. 1932. pp. 277–282. In Russian
- Cherskiy I.D. *Opisaniye nekotorykh ostatkov mlekopitayushchikh zhivotnykh (Canis Nischneudensis mihi, Canis lagopus Lin. Myodes Brandti mihi et iifrustum corii Rhinocerotis fossis), vyrytykh v Nizhneudinskoy peshchere (s tablitsy risunkov)* [Description of some remains of mammals (*Canis Nischneudensis mihi*, *Canis lagopus Lin.* *Myodes Brandti mihi et iifrustum corii Rhinocerotis fossis*), dug in the Nizhneudinskaya cave (with a table of drawings)]. Izvestiya Vostochno-Sibirskogo otdela Imperatorskogo Russkogo geograficheskogo obshchestva. X (1–2). 1879. pp. 7–36. In Russian
- Adam K.D. *Mittelpleistozäne Caniden aus dem Heppenloch bei Guttenberg (Württemberg)*. Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde. 27. 1959. pp. 1–46.
- Baryshnikov G. The dhole, *Cuon alpinus* (Carnivora, Canidae), from the Upper Pleistocene of the Caucasus. Acta Zoologica Cracoviensis. 39(1). 1996. pp. 67–73.
- Baryshnikov G.F., Puzachenko A.Yu. Tooth variability in Pleistocene and recent dhole, *Cuon alpinus* (Carnivora, Canidae). Fossil Imprint. 80(2). 2024. pp. 339–361. doi: 10.37520/fi.2024.026
- Bonifay M.F. Carnivores quaternaires du Sud-Est de la France. Mémoires du Museum national d'Histoire naturelle, Serie C. 21. 1971. pp. 145–153.
- Brugal J.-P., Boudadi-Maligne M. Quaternary small to large canids in Europe: Taxonomic status and biochronological contribution // Quat. Int. 2011. 243(1). pp. 171–182. doi: 10.1016/j.quaint.2011.01.046
- Colbert E.H., Hooijer D.A. Pleistocene mammals from the limestone fissures of Szechwan, China. Bulletin American Museum of Natural History. 1953. 102. pp. 1–134.
- Hassanin A., Veron G., Ropiquet A., Vurruu J.B. van, Lécuyer A., Goodman S., Haider J., Nguyen T.T. Evolutionary history of Carnivora (Mammalia, Laurasiatheria) inferred from mitochondrial genomes. PLoS One. 2021. 16(2). e0240770. doi: 10.1371/journal.pone.0240770
- Ivanoff D.V. Unlocking the ring: Occurrence and development of the uninterrupted intrabullar septum in Canidae. Mammalian Biology. 2007. 72(3). pp. 145–162. doi: 10.1016/j.mambio.2006.04.007

- Iyengar A., Babu V.N., Hedges S., Venkataraman A.B., Maclean N., Morin P.A. Phylogeography, genetic structure, and diversity in the dhole (*Cuon alpinus*). *Molecular Ecology*. 2005. 14. pp. 2281–2297. doi: 10.1111/j.1365-294X.2005.02582.x
- Gimranov D.O., Kosintsev P.A., Smirnov N.G. The late Neopleistocene dhole (*Carnivora*, *Canidae*, *Cuon alpinus* Pallas, 1811) from the Urals. *Doklady Biological Sciences*. 2015. 464. pp. 248–250. doi: 10.1134/S0012496615050117
- Kurtén B. *Pleistocene mammals of Europe*. Weidenfeld & Nicholson, London. 1968. 317 p.
- Kurtén B., Anderson E. *Pleistocene mammals of North America*. New York, Columbia University Press. 1980. 442 p.
- Marciszak A., Kropczyk A., Lipecki G. The first record of *Cuon alpinus* (Pallas, 1811) from Poland and the possible impact of other large canids on the evolution of the species // *J. of Quat. Sci.* 2021. 36(6). pp. 1101–1121. doi: 10.1002/jqs.3340
- Pérez Ripoll M., Morales Pérez J.V., Sanchis Serra A., Aura Tortosa J. E. and Montañana I.S. Presence of the genus *Cuon* in upper Pleistocene and initial Holocene sites of the Iberian Peninsula: new remains identified in archaeological contexts of the Mediterranean region. // *J. of Arch. Sci.* 2010. 37. pp. 437–450. doi: 10.1016/j.jas.2009.10.008
- Petrucchi M., Romiti S., Sardella R. The Middle-Late Pleistocene *Cuon* Hodgson, 1838 (*Carnivora*, *Canidae*) from Italy. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*. 2012. 51. pp. 137–148. doi: 10.4435/BSPI.2012.15
- Suraprasit K., Jaeger J.-J., Chaimanee Y., Chavasseau J., Yamee C., Tian P., Panha S. The Middle Pleistocene vertebrate fauna from Khok Sung (Nakhon Ratchasima, Thailand): biochronological and paleobiogeographical implications. *ZooKeys*. 2016. 613. pp. 1–157. doi: 10.3897/zookeys.613.8309
- Taron U.H., Pajmans J.L.A., Barlow A., Preick M., Iyengar A., Drăgușin V., Vasile S., Marciszak A., Roblíčková M., Hofreiter M. Ancient DNA from the Asiatic wild dog (*Cuon alpinus*) from Europe. *Genes*. 2021.12. 144 p. doi: 10.3390/genes12020144

Информация об авторах:

Маликов Д.Г., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

Барышников Г.Ф., доктор биологических наук, главный научный сотрудник, Зоологический институт Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: G_Baryshnikov@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

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

E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

Baryshnikov G.F., Dr. Sci. (Biology), Chief Researcher, Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia.

E-mail: G_Baryshnikov@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests

Статья поступила в редакцию 26.06.2024; одобрена после рецензирования 27.02.2025; принята к публикации 25.11.2025

The article was submitted 26.06.2024; approved after reviewing 27.02.2025; accepted for publication 25.11.2025

ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 552.13; 553.22; 553.21/.24

doi: 10.17223/25421379/37/3

ГИШУНСКИЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (СЕВЕРНЫЙ ПАМИР): МЕТАСОМАТОЗ И РУДОНОСНОСТЬ

Оксана Владимировна Бухарова¹, Хокими Хошими Абдуллозода²,
Евгения Михайловна Асочакова³, Эльвира Нурфасовна Кунгулова⁴



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

¹ bukharovagetina@gmail.com

² abdullozodahokim67@gmail.com

³ ev.asochakova@gmail.com

⁴ elvirakungulova@mail.ru

Аннотация. Изучен гишунский расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс, входящий в состав структуры Юго-Западного Дарваза (Северный Памир). Анализ геохимических данных показал, что магматический расплав сформировался в результате частичного плавления мантийного клина, расположенного над субдуцирующей океанической плитой, подвергающегося метасоматозу. В пределах юго-восточной части Гишунского массива были охарактеризованы четыре петротипа: габбро и три метасоматические изменённые породы. Удалось реконструировать геохимию метасоматического процесса и определить протолит. Установлено, что рудоносными (ЭПГ) являются амфибол-талек-хлоритовые и талек-хлоритовые метасоматиты. В магнетите и пирите данных метасоматитов впервые обнаружены сперрилит, холлингвортит и меренскиит. Полученные результаты указывают на то, что ассоциации талек, магнезиального амфибола, рудных минералов железа могут служить поисковым критерием на платиновое орудование.

Ключевые слова: расслоенная интрузия, Гишунский комплекс, мафит-ультрамафиты, минеральные ассоциации, метасоматоз, рудогенез, Северный Памир

Благодарности: Авторы благодарят Абдулова Шерзода Баладжоновича, старшего научного сотрудника лаборатории полезных ископаемых Института геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Национальной академии наук Республики Таджикистан за предоставление материалов по объекту, а также сотрудников ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» в лице К.В. Бестемьяновой за проведение анализов.

Источник финансирования: Исследование проведено в рамках задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWM-2025-0015).

Для цитирования: Бухарова О.В., Абдуллозода Х.Х., Асочакова Е.М., Кунгулова Э.Н. Гишунский мафит-ультрамафитовый комплекс (Северный Памир): метасоматоз и рудоносность // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 29–51. doi: 10.17223/25421379/37/3

Original article

doi: 10.17223/25421379/37/3

GISHUN MAFIC-ULTRAMAFIC COMPLEX (NORTHERN PAMIR): METASOMATISM AND ORE POTENTIAL

Oksana V. Bukharova¹, Khokimi H. Abdullozoda², Evgenia M. Asochakova³, Elvira N. Kungulova⁴

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

¹ bukharovagetina@gmail.com

² abdullozodahokim67@gmail.com

³ ev.asochakova@gmail.com

⁴ elvirakungulova@mail.ru

Abstract. This article presents a comprehensive study of the Gishun mafia-ultramafic complex, located in the southwestern Darvaz region (Northern Pamir). Its coarse specialization is of interest. Geochemical data indicate that the igneous complex formed from melt resulting from the partial melting of a mantle wedge located above a subducting oceanic plate, inducing metasomatism. During the study were identified and characterized four petrotypes of rocks: gabbro and three metasomatically altered rocks. The geochemistry of the

metasomatic process was reconstructed, and the protolith of the altered rocks was determined. Metasomatic fluids were reconstructed as acidic, sulfur-bearing, and moderately temperature (350–450 °C). The formation of talc-chlorite and amphibole-talc-chlorite assemblages is associated with retrograde metamorphism under conditions ranging from amphibolite to greenschist facies. The main feature is that platinum-bearing mineralization (PGE) associating exclusively with metasomatized ultramafic rocks. In this case, the presence of platinum-group minerals in the metasomatites is primarily responsible: sperrylite (PtAs₂), hollingworthite ((Rh,Pt,Pd)AsS) and merenskyite (PdTe₂). Detailed mineralogical analysis revealed that magnetite and pyrite are the main PGE-bearing minerals. An important conclusion is that talc+magnesian amphibole+iron ore minerals can serve as an indicator for the detection of platinum group metals in similar layered intrusions. These data confirm the high potential of the Gishun complex and any objects in this relationship. Ultimately, this work provides a robust petrogenetic and geochemical model defining criteria for the identification of platinum group metals in regions with mafic-ultramafic rocks.

Key words: layered intrusion, Gishun complex, mafic-ultramafic rocks, mineral associations, metasomatism, ore genesis, Northern Pamir

Acknowledgments: The authors thank Sherzod Baladzhanovich Abdulov, senior researcher at the Mineral Resources Laboratory, Institute of Geology, Earthquake Engineering and Seismology, National Academy of Sciences of the Republic of Tajikistan, for providing materials on the site, as well as K.V. Bestemyanova, staff of the Analytical Center for Geochemistry of Natural Systems, for conducting the analyses.

Source of financing: The research was carried out within the framework of the State assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project No. FSWM-2025-0015).

For citation: Bukharova O.V., Abdullozoda Kh.H., Asochakova E.M., Kungulova E.N. Gishun mafic-ultramafic complex (Northern Pamir): metasomatism and ore potential. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 29–51. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/37/3

Введение

Поиски благороднометалльной минерализации в расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексах являются актуальным направлением в геологии рудных месторождений. Подобные исследования проводились в различных регионах мира, включая Аляску, Урал и Алданский щит, и в ряде случаев (в частности, на Урале) увенчались успехом, хотя промышленные объекты часто ассоциированы с россыпными проявлениями. Памирский регион в этом контексте также представляет значительный интерес.

Эффективность поисково-разведочных работ на подобных объектах традиционно лимитируется рядом факторов. К ним относятся недостаточная степень изученности комплексов, противоречивые данные об их геологическом строении, неоднозначность моделей становления и эволюции магматических расплавов, а также отсутствие четких минералогических, геохимических и петрографических критериев платиноносного оруденения. Применение традиционных методов поиска, без учета специфики каждого массива, часто приводит к отрицательным результатам, поскольку прямые предпосылки для обнаружения платинометалльных руд присутствуют далеко не во всех стратифицированных мафит-ультрамафитовых массивах.

Изучение мафит-ультрамафитового магматизма в пределах Памира имеет относительно непродолжительную историю. Выявленные здесь комплексы демонстрируют значительную вариабельность по вещественному составу (соотношению габброидов и ультрамафитов), степени проявления стратифицирован-

ности и зональности, что порождает дискуссии относительно их генезиса и, как следствие, потенциальной рудоносности.

В настоящей работе представлены новые данные по гишунскому мафит-ультрамафитовому комплексу, расположенному в пределах Северного Памира (Юго-Западный Дарваз). Основное внимание уделяется характеристике метасоматических преобразований пород и анализу минеральных ассоциаций.

Актуальность исследования обусловлена необходимостью разработки научно обоснованных критериев поисков месторождений платиноидов. Ключевыми аспектами являются понимание механизмов отделения сульфидной рудоносной магмы, последующих процессов ремобилизации рудного вещества, а также влияние расслоенности комплекса на локализацию рудных пластов. Полученные результаты позволяют скорректировать поисково-разведочные работы для подобных геологических объектов.

Объект исследования

На стыке крупных морфоструктур Азии – Памира и Таджикской депрессии, в междуречье Пянджа, Яхсу и Обихингоу, находится высокогорная область – Юго-Западная Дарваза, в которой выделяют три тектонические зоны: Дарваз-Заалайскую, Калайхумб-Сауксайскую и Курговатскую, в строении которых зафиксировалась сложная тектоно-магматическая эволюция целой области, начиная от рифтогенной (грабенной) и переходной стадий, в результате которых произошло сокращение океанического бассейна и сформировался островодужный комплекс.

Формирование покровно-складчатой структуры Калайхумб-Сауксайской зоны на рубеже раннего и среднего карбона (C₁₋₂) происходило в несколько этапов. За всю историю формирования Юго-Западного Дарваза проявлялся различный по составу магматизм (рис. 1, а), в том числе и мафит-ультрамафитовый, ко-

торый представлен в данном районе гишунским комплексом [Нарижнев, Стеблова, 1982]. К гишунскому комплексу отнесены два объекта: Гишунский расслоенный массив перидотит-анортозит-габбрового состава и Калайхумб-Хекский массив перидотит-анортозит-габбро-диоритового состава [Могахед, 2011].

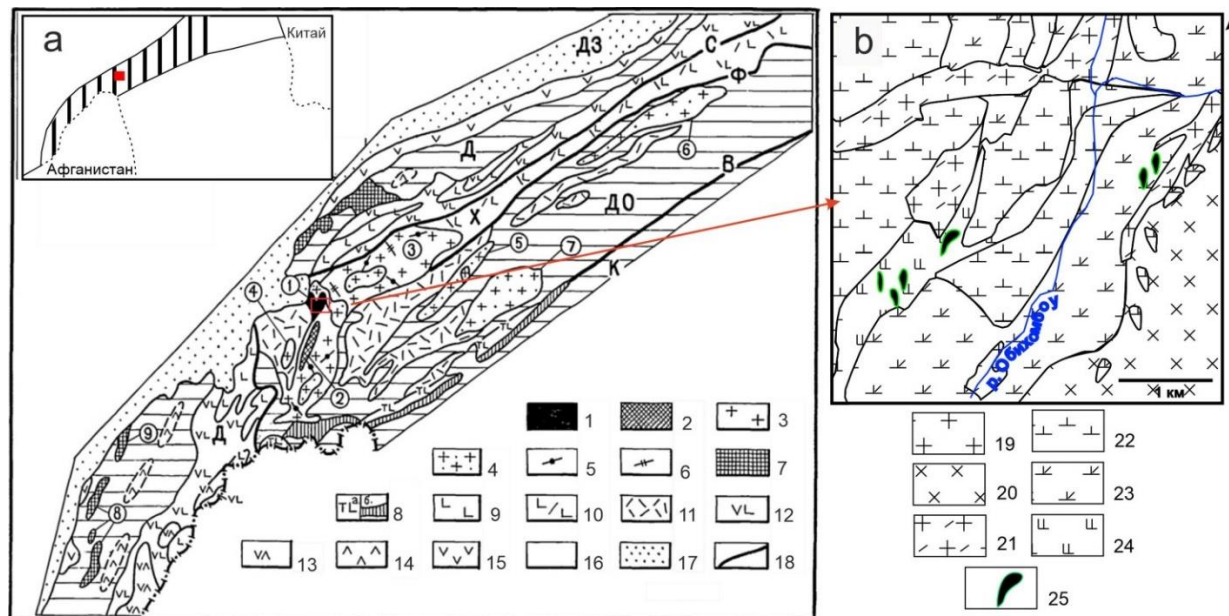


Рис. 1. Схема размещения магматических образований Юго-Западного Дарваза (а) [Нарижнев, Стеблова, 1982] и схема геологического строения юго-восточного фланга Гишунского массива (б) [Могахед, 2011]

а. Зоны. Дарваз-Заалайская (ДЗ), Калайхумб-Сауксайская (подзоны: Дарвазская (Д), Хингоуская (Х), Джорф-Обизанкинская (ДО); Курговатская (К)). *Интрузивные комплексы.* 1 – гишунский перидотит-анортозит-габбровый (R?) (1 – Гишунский массив); 2 – хунаасский габброидный (C₁) (2 – Хунаасский массив); 3 – обихумбоуский гранитоидный (C₁) (3 – Обихумбоуский, 4 – Хаударинский, 5 – Обизанкинский массивы); 4 – мазарский гранитный (C₁) (6 – Сугранский, 7 – Мазарский массивы); 5 – хострогинский гранитоидный (P?) (внемасштабные тела и дайки в Обихумбоуском массиве); 6 – шакарельский плагиогранит-диорит-габбровый (T?) (внемасштабные тела и дайки в Обихумбоуском массиве); 7 – мынтекинский диорит-габбровый (T₃) (8 – Дарайтангский, 9 – Равноуский массивы). *Вулканогенные образования.* 8 – кайвакская серия (R?): а – трахибазальтовая, б – коматитовая формации; 9 – формация недифференцированных натриевых базальтов (калайхумбская и аспандоуская свиты, C₁); 10 – контрастная базальт-риолитовая формация (фортамбекская свита, C₁); 11 – формация калиево-натриевых риолитов (хострогинская свита, C₁); 12 – андезит-базальтовая формация (ушхарвская свита, C₁); 13 – дацит-андезитовая формация (джакская свита, C₁); 14 – средние-кислые вулканиты (P); 15 – андезитовая формация (T₃).

Метаморфические и осадочные образования PR₁-PZ (16). *Осадочные отложения* Mz-Q (17).

Региональные разломы (18). Сауксайский (С), Фортамбекский (Ф), Висхарвский (В).

б. Обихумбоуский комплекс: 19 – граниты, плагиограниты, гранодиориты, 20 – диориты, кварцевые диориты-тоналиты. Хострогинская свита: 21 – риолиты, туфы, а также линзы известняков, песчаников, кварцитов, кремней и андезитов.

Гишунский комплекс: 22 – анортозиты, габбро-анортозиты, 23 – анортозитовые габбро, габбро, мелкозернистые габбро-нориты, 24 – перидотиты, габбро-перидотиты; 25 – массивные халькопирит-магнетит-пирротитовые медно-никелевые руды

Fig. 1. The scheme of magmatic formations of the South-West Darvaz (a) [Narizhnev, Steblova, 1982] and the scheme of the geological structure of the south-eastern side of the Gishun massif (b) [Mogahed, 2011]

a. Zones. Darvaz-Zaala (DZ), Kalai-Khumb-Sauksay (subzones: Darvaz (D), Khingou (X), Jorf-Obizankinsky (DO); Kurgovatsky (K)). *Intrusive complexes.* 1 – gishun peridotite-anorthosite-gabbro (R?) (1 – Gishun massif); 2 – khunas gabbroic (C₁) (2 – Khunas massif); 3 – obikhumbou granitoid (C₁) (3 – Obikhumbou, 4 – Khaudara, 5 – Obikhumbou massifs); 4 – mazar granite (C₁) (6 – Sugran, 7 – Mazar massifs); 5 – khostrogin granitoid (P?) (out-of-scale bodies and dikes in the Obikhumbou massif); 6 – shakarel plagiogranite-diorite-gabbro (T?) (out-of-scale bodies and dikes in the Obikhumbou massif); 7 – myntekin diorite-gabbro (T₃) (8 – Daraitan, 9 – Ravnou massifs).

Volcanogenic formations. 8 – kaivak series (R?): a – trachybasalt, b – komatiite formations; 9 – formation of undifferentiated sodium basalts (C₁); 10 – contrasting basalt-rhyolite formation (C₁); 11 – formation of potassium-sodium rhyolites (C₁); 12 – andesite-basalt formation (C₁); 13 – dacite-andesite formation (C₁); 14 – intermediate-acid volcanics (P); 15 – andesite formation (T₃).

Metamorphic and sedimentary formations PR₁-PZ (16). *Sedimentary deposits* of Mz-Q (17).

Regional faults (18). Sauksai (C), Fortambek (F), Viskharv (B).

b. Obikhumbou Complex: 19 – granites, plagiogranites, granodiorites, 20 – diorites, quartz diorites-tonalites.

Khostroginskaya Formation: 21 – rhyolites, tufts, limestone lenses, sandstones, quartzites, chert, and andesites.

Gishun Complex: 22 – anorthosites, gabbro-anorthosites, anorthosite gabbro, gabbro, 23 – fine-grained gabbro-norites, 24 – peridotites, gabbro-peridotites; 25 – massive chalcopirite-magnetite-pyrrhotite copper-nickel ores

Гишунский интрузив находится южнее зоны Сауксайского разлома. Считается, что он полого надвинут на отложения хострогинской свиты (C_1). Сам комплекс прорван габброидами и гранитоидами обихумбоуского комплекса (C_1). Точных датировок Гишунского интрузива нет. Верхняя возрастная граница фиксируется прорыванием его раннекаменноугольными габброидами и гранитоидами. Нижний возрастной предел не устанавливается, поскольку интрузивные взаимоотношения со стратифицированными отложениями не обнаружены, а встреченные в интрузиве высоконатриевые ксенолиты риолитов четко отличаются от граничащих по разлому с интрузивом близких по кислотности раннекаменноугольных эффузивов хострогинской свиты [Руженцев и др., 1977].

В петрологическом аспекте Гишунский комплекс существенно отличается от других мафит-ультрамафитовых образований Памира доминированием габброидов над ультрамафитами. По объему породы комплекса распределяются следующим образом: лейкократовые габбро (~40 %), габбро-анортозиты и габбро (~22 %), анортозиты (~12 %) и меланократовые габбро (~0,5 %). Ультраосновные породы, составляющие приблизительно 2 % от общего объема, составляют ритмично-расслоенный комплекс, где наблюдаются фациальные переходы от перидотитов к оливиновым пироксенитам, лерцолитам и рогово-обманковым перидотитам, а также присутствуют гарц-бургиты и верлиты. Рудная минерализация, характеризующаяся Cu-Ni и Cr специализацией, ассоциирует именно с ультраосновными породами комплекса [Нарижнев, Стеблова, 1982; Могахед, 2011].

Гишунский массив может рассматриваться как лакколит, наклоненный к востоку под углом 30–40°. Его видимая мощность превышает 2 км. В плане он имеет неправильную форму, но близкую к субизометричной (4–6 км × 8 км, $S \sim 40 \text{ км}^2$), и характеризуется асимметричной зональностью: юго-восточная часть сложена преимущественно габбро и анортозитами с редкими и маломощными плитообразными телами перидотитов, северо-западная часть массива имеет более сложное строение, в котором перемежаются участки, сложенные перидотитами, габбро-анортозитами с многочисленными дайками и апофизами габбро и вулканитами хострогинской свиты (C_1) [Руженцев и др., 1977].

Интрузив обладает четко выраженной расслоенностью. При этом границы между слоями могут быть четкими или постепенными, что зависит от минеральных ассоциаций, слагающих породы. Отмечают, что расслоенность подчеркивается на отдельных участках линейной ориентировкой темноцветных минера-

лов. Мощность слоев варьируется от десятков сантиметров до десятков метров [Нарижнев, Стеблова, 1982; Могахед, 2011].

Породы комплекса неравномерно изменены. Проявляется хлоритизация, амфиболизация, серпентинизация, оталькование и иногда флогопитизация [Могахед, 2011].

Материалы и методы

Исследование состава пород и рудной минерализации проводилось с применением петрографических и минераграфических методов. Для точной идентификации минеральных фаз был выполнен рентгено-спектральный микроанализ на сканирующих электронных микроскопах Tescan Mira 3 LMU и VEGA II LMU, оснащенных энергодисперсионными спектрометрами INCA Energy350 Oxford. Подготовка образцов заключалась в изготовлении полиминеральных шлифов с параллельными поверхностями, один из которых полировался и покрывался проводящим углеродным слоем. Анализ химического состава минералов выполнялся на энергодисперсионном спектрометре в следующих условиях: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток зонда – 5 нА (PC = 5), время набора спектра – 120 с, источник электронов – вольфрамовый катод, диаметр электронного зонда – 1–2 мкм. В качестве калибровочных стандартов использовались эталоны MAC (55 Standard Universal Block Layout+F/Cup, Micro-Analysis Consultants Ltd, Великобритания). Количественная обработка спектров проводилась с оптимизацией по кобальту. Расчет кристаллохимических формул минералов выполнялся катионным методом (пироксены – на 4, амфиболы – на 15, пренит – на 7, цоизит – на 8, полевые шпаты – на 4, хлорит – на 10).

Петрогеохимические данные получены атомно-эмиссионной спектроскопией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES) (спектрометр серии iCAP 7400 Duo Termo Fisher Scientific, США) и масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) (спектрометр серии Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) по аккредитованной методике «СТО ТГУ 048-2012 Горные породы»). Для анализа геохимической динамики метасоматического процесса, миграции химических элементов, участвующих в метасоматическом процессе, был применен «кислородный метод» Т. Барта.

Аналитические исследования выполнены с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета.

Минералого-петрографический состав пород

По данным геологического картирования [Нарижнев, Стеблова, 1982] установлено, что исследуемая часть массива сложена преимущественно габбро, ультрамафитовые разности присутствуют в подчиненном количестве. Потенциальными рудовмещающими породами комплекса считаются ультрабазиты, и, в отличие от них, габброиды не

имеют установленной рудной специализации [Могахед, 2011]. В связи с этим объектом данного исследования были выбраны породы юго-восточного фланга Гишунского массива, представленные в основном габброидами (рис. 1, b). Для детального изучения в пределах этого участка были выделены четыре петротипа, причем три из них характеризуются разной степенью проявления метасоматических преобразований.

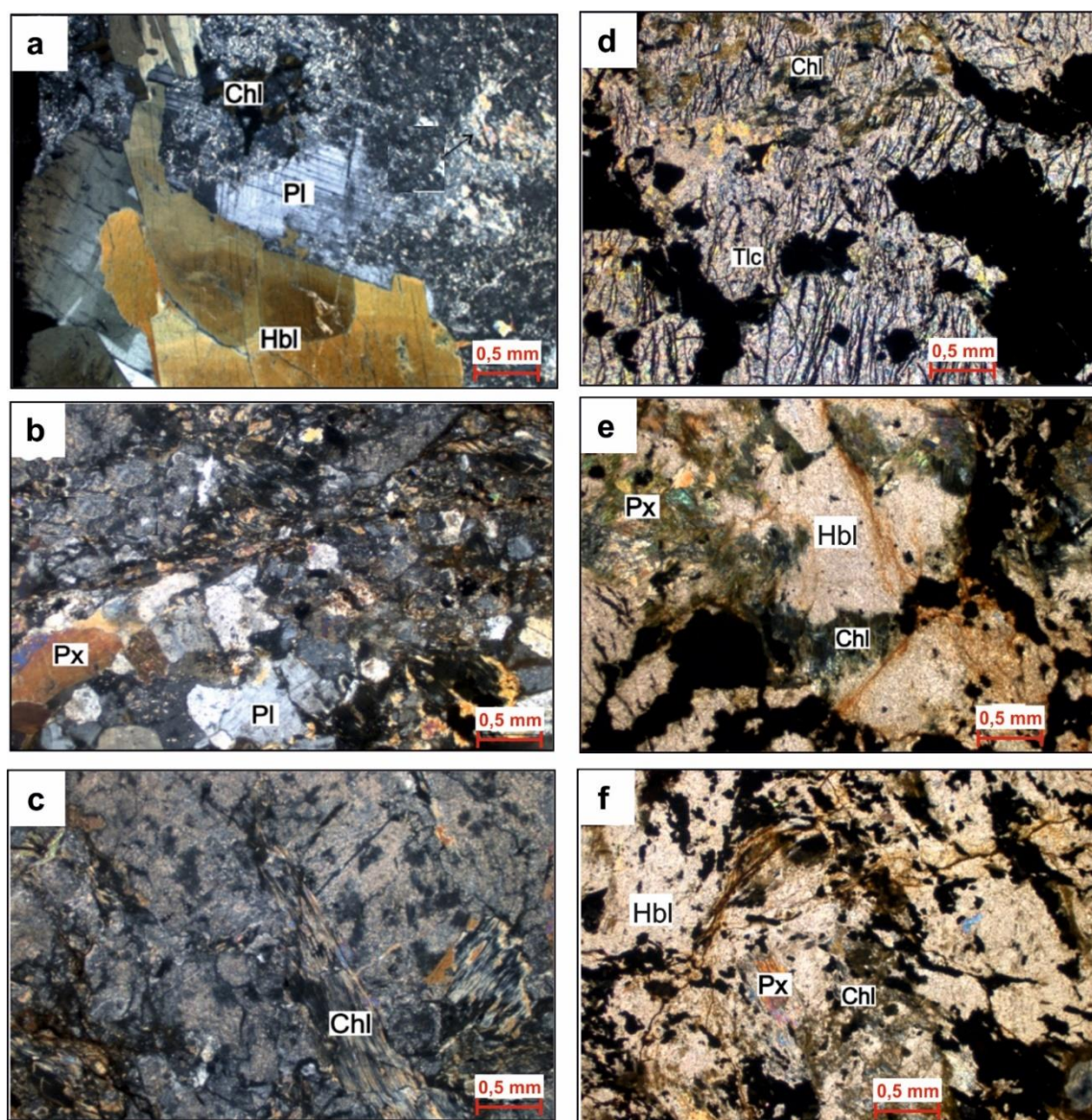


Рис. 2. Характерные породы исследуемого участка Гишунского массива (в проходящем свете, в скрещенных николях)

Среднезернистое габбро (а). Соссуритизированное габбро с реликтовой габбровой структурой и структурой замещения (b) и фрагмент тонкозернистого агрегата (с). Тальк-хлоритовый метасоматит с тонкозернистой лепидобластовой структурой и вкрапленной текстурой (d). Амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит с вкрапленностью сульфидов (e, f). Px – пироксены, Chl – хлорит, Pl – плагиоклаз, Hbl – амфибол

Fig. 2. Characteristic rock structure of the southeastern flank of the Gishun Massif (in transmitted light, in crossed Nicols)

Medium-grained gabbro (a). Saussuritized gabbro with relict gabbro structure and replacement textures (b) and a fragment of a fine-grained aggregate (c). Talc-chlorite metasomatite with fine-grained lepidoblastic texture and disseminated texture (d). Amphibole-talc-chlorite metasomatite with sulfide dissemination (e, f). Px – pyroxenes, Chl – chlorite, Pl – plagioclase, Hbl – amphibole

Габбро сложено (об. %): плагиоклазом (~40 %), пироксеном (~25 %), амфиболом (~18 %), кварцем (0–2 %); единичные зерна титанита и рудные минералы выполняют порядка 5–2 % породы. Из вторичных минералов присутствуют хлорит (~10 %), цоизит (~2 %). Структура породы габбровая. Текстура полочастая, такситовая, с редкой вкрапленностью. Плагиоклаз (An₄₄) представлен таблитчатыми зернами, полисинтетически сдвойникованными. Пироксен представлен зернами неправильной формы размером до 0,5 мм, по нему развивается амфибол, индивиды которого образуют вытянутые кристаллы или бесформенные зерна размером от 0,3 до 3 мм. Кварц (0,4 до 2,5 мм) имеет ксеноморфный облик и выполняет интерстиции между породообразующими минералами. Тонкозернистый агрегат из серицита и кальцита развивается по плагиоклазу. Хлорит (около 0,1 мм) развивается по темноцветным минералам (по границам зерен и спайности).

Соссюритизированное габбро унаследовало все текстурные черты первичной породы. Вдоль трещин активно проявлены процессы метасоматоза. Местами сохраняется габбровая структура, но в целом преобладает структура замещения. Структуры обусловлены развитием хлорита по темноцветным минералам. Порода сложена плагиоклазом (~40 %), пироксеном (~20 %), хлоритом (~25 %), в незначительных количествах присутствуют пренит (~5 %), кальцит (~5 %), тальк (~2 %), единичные зерна циркона, титанита. Рудные минералы составляют до 5 % и имеют размеры зерен от 0,08 до 0,4 мм. Плагиоклаз представлен таблитчатыми зернами, отмечаются индивиды с ясно выраженными полисинтетическими двойниками. В отличие от первичной породы, в соссюритизированной разности плагиоклаз альбитизирован (An₅). Кроме альбитизации, вторичные изменения проявились в виде развития тонкозернистого карбонат-пренитового агрегата. Клинопироксен представлен индивидами размером до 0,5 мм, границы зерен часто корродированы и замещены хлоритом.

Границы между габбро и соссюритизированным габбро нечеткие с плавным переходом.

Две другие метасоматические разности – тальк-хлоритовый и амфибол-тальк-хлоритовый метасоматиты – образуют линзовидные тела субизометричными контурами, залегающие среди габброидов. Данные породы обладают отчетливой сланцеватой текстурой, что связано с наличием ориентированных агрегатов слоистых силикатов, формирующих участки с лепидобластовой (рис. 2) и фибробластовой структурой, которые насыщены вкрапленностью рудных минералов.

Наблюдаются значительные различия в содержании и распределении рудной минерализации между

описанными метасоматитами. Для тальк-хлоритовой разности отмечаются обособления рудных минералов содержанием до 50 %, которые наблюдаются в виде прожилков либо пятнистых сростаний. В амфибол-тальк-хлоритовом метасоматите агрегаты рудных минералов содержанием до 30 % сложены более крупными зернами (0,1–1,0 мм) с интерстициальным выполнением из талька и хлорита (в соотношении ~2 : 1). Главными породообразующими минералами являются тальк (~15–20 %), хлорит (~15–30 %), амфибол (до 20 %) и реликтовый пироксен (до 20 %); второстепенными – кварц (с хлоритом) и апатит.

Химический состав породообразующих и рудных минералов

Пироксен габбро, согласно номенклатуре клинопироксенов мафитовых магм [Morimoto et al., 1988], представлен авгитом (табл. 1). Индивиды пироксена из соссюритизированного габбро попадают в поле магнезиопижонита (они обеднены кальцием и содержат более 60 % энстатитовой молекулы). Условия формирования магнезиального пижонита крайне специфические. Во-первых, пижонит может образоваться при частичном плавлении мантии в условиях высоких давлений и температуры порядка 1300 °C и его индивиды могли остаться в рестите [Fernando et al., 2003]. Но есть и вариант, когда при температуре 1000–600 °C пижонит образует ламели в авгите [Robinson et al., 1977].

Амфиболы в исследуемых породах, согласно номенклатуре [Leake et al., 1997], относятся к магнезиальной роговой обманке. Количество тремолитового минала (табл. 1) варьирует в зависимости от парагенетической ассоциации: в габбро его содержание составляет ~55 %, тогда как в соссюритизированной разности возрастает до 74 %. В тальк-хлоритовом метасоматите зафиксировано 63 % тремолитового компонента, а в амфибол-тальк-хлоритовой породе идентифицированы три амфибола с содержанием тремолитового минала 0, 63 и 70 %, различающиеся концентрациями алюминия и магния. В целом амфиболы представлены кальциевой группой. Однако в амфибол-тальк-хлоритовой породе зафиксирована одна генерация амфибола, которая входит в натрово-кальциевую группу.

Повышенное содержание тремолитовой молекулы в соссюритизированном габбро, вероятно, связано с реакцией взаимодействия плагиоклаза и авгита в присутствии флюида [Leake et al., 1997].

Амфиболы амфибол-тальк-хлоритового метасоматита характеризуются примесью хрома. На диаграммах составов (Al^{IV} – Al^{VI}) и (Na+K – Ti) (рис. 3) фигуративные точки амфиболов метасоматизированных габбро попадают в поле зеленосланцевой фации.

Амфибол из тальк-хлоритового метасоматита по соотношению $Al^{IV} - Al^{VI}$ соответствует амфиболитовой фации, а в координатах $(Na+K - Ti)$ – зеленосланцевой. Данное расхождение может объясняться специ-

фикой флюидного режима, способствовавшего подвижности титана и щелочных элементов, но в условиях понижения температуры щелочи проявляют большую подвижность по сравнению с титаном [Закруткин, 1968].

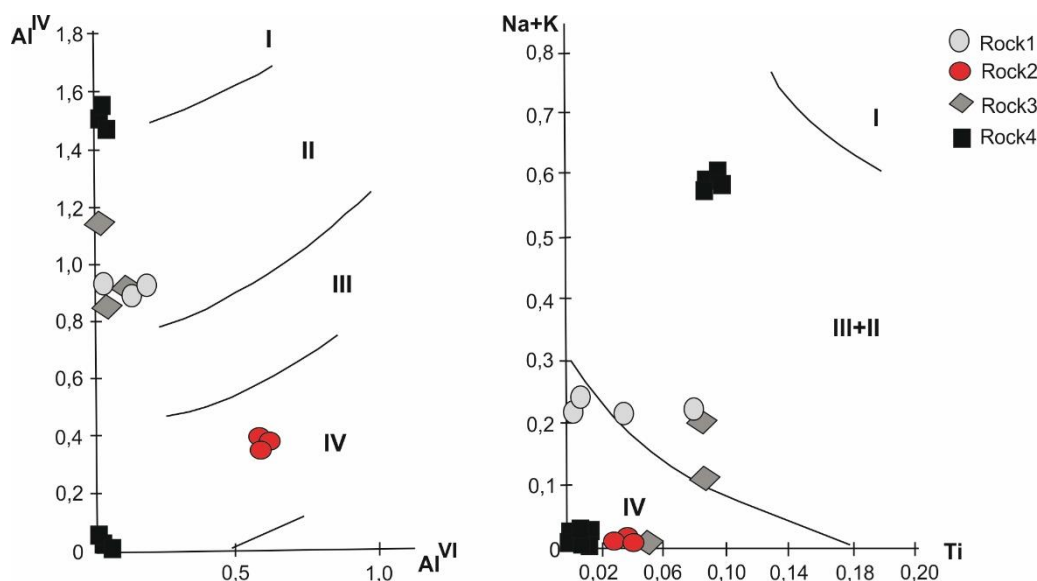


Рис. 3. Диаграммы соотношений ионов $Al^{IV} - Al^{VI}$ и $(Na+K) - Ti$ (ф.к.) в амфиболах офиолитовых и океанических комплексов [Закруткин, 1968]

Поля метаморфических фаций: I – гранулитовая, II – амфиболитовая, III – эпидот-амфиболитовая, IV – зеленосланцевая. Rock1 – габбро, Rock2 – соссюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит

Fig. 3. Diagrams of the ratios of $Al^{IV} - Al^{VI}$ and $(Na+K) - Ti$ ions (apfu) in amphiboles of ophiolite and oceanic complexes [Zakrutkin, 1968]

Metamorphic facies fields: I – granulite, II – amphibolite, III – epidote-amphibolite, IV – greenschist. Rock 1 – gabbro, Rock 2 – saussuritized gabbro, Rock 3 – talc-chlorite metasomatite, Rock 4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite

Три разновидности магнезиальной роговой обманки в амфибол-тальк-хлоритовых метасоматитах, фигуративные точки которых на диаграммах распределяются между полями гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, свидетельствуют об их образовании в различных термодинамических условиях. Вероятно, можно говорить о различных генерациях этого минерального вида, которые фиксируют падение температуры среды минералообразования и указывают на неустойчивость минеральных ассоциаций в ходе метасоматоза.

Хлориты в исследуемых породах характеризуются значительным разнообразием состава (табл. 2). В габбро и соссюритизированных габбро развит магнезиально-железистый хлорит (прохлорит), в последних фиксируются примеси Ni и Cr (суммарно менее 0,5 мас. %). В тальк-хлоритовом метасоматите состав хлорита соответствует тальк-хлориту с примесью Ni и Cr (Σ до 2 мас. %).

Наиболее сложный состав хлоритовой минерализации установлен для амфибол-тальк-хлоритового

метасоматита, где идентифицированы: тальк-хлорит, магнезиальные хлориты группы пеннина (клинохлор-пеннин), магнезиально-железистые хлориты (прохлорит двух разновидностей, различающихся вариациями содержаний Cr и Fe), а также железистый хлорит с дефицитом алюминия, соответствующий подсемейству септехлорита, стабильному в интервале температур 350–450 °C.

Формирование данных ассоциаций, по-видимому, связано с гидролизом силикатов магния, что приводит к образованию ассоциации талька и хлорита. Этот процесс сопровождается высвобождением кремнезёма, что подтверждается наличием его модификаций в межзерновом пространстве, особенно между индивидами хлорита в амфибол-тальк-хлоритовом метасоматите.

Плагиоклаз. По химическому составу плагиоклаз в габбро относится к андезину, т.е. более кислый, чем обычно отмечают для основных пород. При соссюритизации габбро плагиоклаз первичный не сохранился и представлен альбитом.

Таблица 1

Химический состав пироксенов и амфиболов Гишунского массива

Table 1

Chemical composition of pyroxenes and amphiboles of the Gishun massif

Компонент Composition	Пироксены (Opx)		Амфиболы (Amp)					
	Rock1	Rock 2	Rock 1	Rock 2	Rock 3	Rock 4		
	(3)	(4)	(4)	(3)	(4)	I(3)	II(3)	III(4)
SiO ₂ , wt. %	49,31	54,87	49,63	53,26	49,31	43,57	45,92	55,84
TiO ₂	0,2	0,18	0,43	0,31	0,69	0,89	0,22	–
Al ₂ O ₃	2,05	1,35	6,42	6,18	5,78	13,12	6,56	0,34
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	0,43	0,72	0,09
FeO	10,56	20,26	14,64	7,86	14,05	5,99	17,08	13,52
NiO	–	–	–	–	–	–	0,2	–
MnO	0,27	0,63	0,36	0,16	0,26	0,13	–	0,3
MgO	17,41	21,01	14,08	16,34	14,97	18,48	14,61	16,6
CaO	20,07	1,8	12,47	14,47	12,97	14,09	12,9	12,97
K ₂ O	–	–	0,18	0,09	0,15	0,41	–	–
Na ₂ O	–	–	0,68	–	0,33	2,01	–	–
V ₂ O ₃	–	–	0,09	–	–	–	–	–
Σ	99,86	100,1	98,88	98,66	98,49	99,12	98,21	99,66
Si, ф.к. (apfu)	1,82	2,04	7,09	7,53	7,05	6,06	6,59	7,86
Ti	0,01	0,01	0,05	0,03	0,08	0,09	0,02	–
Al	0,09	0,06	1,08	1,03	0,97	2,15	1,11	0,06
Cr	–	–	–	–	–	0,05	0,08	0,01
Fe(II)	0,33	0,63	1,75	0,93	1,67	0,69	1,77	1,51
Fe(III)	–	–	–	–	–	–	0,27	0,08
Ni	–	–	–	–	–	–	–	–
Mn	0,01	0,02	0,05	0,02	0,04	0,02	–	0,03
Mg	0,96	1,17	3,02	3,46	3,21	3,85	3,15	3,5
Ca	0,79	0,07	1,91	2,19	1,99	2,1	1,98	1,96
K	–	–	0,03	0,02	0,03	0,07	–	–
Na	–	–	0,19	–	0,09	0,54	–	–
V	–	–	0,01	–	–	–	–	–
Al – Opx(B), Amp(T, IV))	0,18	–	0,87	0,44	0,87	1,85	1,39	0,14
Al – Opx(A), Amp(C, VI)	–	0,06	0,21	0,59	0,1	0,3	–	–
A	2,09	1,95	0,22	0,02	0,12	0,61	–	–
B	–	–	1,91	2,19	1,99	2,1	1,98	1,96
C	–	–	5,01	5	5,02	4,91	5	5,05
T	–	–	8	8	8	8	7,99	8
En, %	46,0	63,0	–	–	–	–	–	–
Fs, %	16,0	33,0	–	–	–	–	–	–
Wo, %	38,0	4,0	–	–	–	–	–	–
Tr, %	–	–	54,8	74,4	62,7	–	62,7	69,7
Fe-Act, %	–	–	18,6	3,4	18,4	46,5	20	28,7
AlFe-Ts, %	–	–	21,7	22,2	18,9	–	9,1	–
Al-Ts, %	–	–	–	–	–	26,5	–	–
Fe-Ts, %	–	–	–	–	–	–	8,2	–
FeFe-Ts, %	–	–	–	–	–	–	–	1,7
Fe-Krt, %	–	–	–	–	–	27,0	–	–
Al-Brt, %	–	–	1,3	–	–	–	–	–
Ed, %	–	–	3,6	–	–	–	–	–

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – соссюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит, «–» – ниже предела обнаружения, римскими цифрами указаны разновидности минерала, в скобках количество измерений. En – энстатитовая молекула, Fs – ферросилилитовая молекула, Wo – волластонитовая молекула, Tr – тремолитовая молекула, AlFe-Ts – алюмоферрочермакитовая молекула, Fe-Act – ферроактинолитовая молекула, Al-Ts – алюмочермакитовая молекула, Fe-Krt – феррикерсутитовая молекула, Al-Brt – алюмобарроизитовая молекула, Ed – эденитовая молекула, Fe-Ts – феррочермакитовая молекула, FeFe-Ts – ферриферрочермакитовая молекула.

Note. Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite, «–» – below the detection limit, roman numerals indicate the species of minerals, in brackets the number of measurements. En is an enstatite molecule, Fs is a ferrosilite molecule, Wo is a wollastonite molecule, Tr is a tremolite molecule, AlFe-Ts is an aluminoferrotschermakite molecule, Fe-Act is a ferroactinolite molecule, Al-Ts is an aluminotschermakite molecule, Fe-Krt is a ferrikersutite molecule, Al-Brt is an aluminobarroisite molecule, Ed is an edenite molecule, Fe-Ts is a ferrotschermakite molecule, FeFe-Ts is a ferriferrotschermakite molecule.

Таблица 2

Химический состав хлорита Гишунского массива

Table 2

Chemical composition of chlorite of the Gishun massif

Компонент Composition	Хлорит (Chl)							
	Rock1	Rock 2	Rock 3	Rock 4				
	(6)	(3)	(3)	(3)	(5)	(3)	(3)	(4)
SiO ₂ , wt. %	28,33	28,43	34,62	31,79	34,34	32,88	40,99	35,72
TiO ₂	—	—	—	—	0,05	—	—	0
Al ₂ O ₃	20,63	20,75	7,6	19,05	14,08	11,15	1,06	0
Cr ₂ O ₃	—	0,33	1,12	0,66	0,72	1,47	0,2	0
FeO	21,43	18,02	23,24	6,55	16,61	23,7	27,09	49,13
NiO	—	0,06	0,87	—	—	—	0,24	0
MnO	0,31	0,3	—	0,16	0,1	0,23	0,37	0,98
MgO	18,86	20,27	18,76	28,54	21,91	18,73	24,59	5,8
CaO	0,2	0,13	0,12	0,04	0,13	0,06	—	0
K ₂ O	0,01	—	—	—	—	—	—	0
CuO	—	—	—	0,1	—	—	—	0
Σ	89,76	88,29	86,34	86,86	87,94	88,2	94,55	91,63
Si, ф.к. (apfu)	2,85	2,87	3,72	3,09	3,49	3,46	4,00	4,00
Al	2,45	2,47	0,96	2,17	1,69	1,37	0,12	
Cr		0,03	0,09	0,05	0,06	0,12	0,02	
Fe	1,80	1,51	2,08	0,53	1,41	2,08	2,20	
Ni		0,01	0,12				0,03	4,75
Mn	0,03	0,03		0,02	0,01	0,02	0,03	
Mg	2,85	3,07	3,02	4,15	3,33	2,95	3,60	0,10
Ca	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		1,01
Cu				0,01				
F, %	39,1	34,4	44,07	13,72	31,62	44,23	38,98	82,76
Al(IV), ф.к. (apfu)	1,15	1,13	0,28	0,91	0,51	0,54	0	0
Минеральный вид**	Прохла-рит	Прохла-рит	Тальк-хлорит	Клино-хлор-пеннин	Прохла-рит	Прохла-рит	Тальк-хлорит	П/сем-во септехлорита

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – сосюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит, «—» – ниже предела обнаружения, в скобках – количество измерений. F = (FeO+2Fe₂O₃+2Cr₂O₃+MnO+...NiO)/(FeO+2Fe₂O₃+2Cr₂O₃+MnO+...NiO+MgO)×100%. ** номенклатура [Годовиков, 1975].

Note. Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite, «—» – below the detection limit, in brackets the number of measurements. F = (FeO+2Fe₂O₃+2Cr₂O₃+MnO+...NiO)/(FeO+2Fe₂O₃+2Cr₂O₃+MnO+...NiO+MgO)×100%. ** nomenclature [Godovikov, 1975].

Пренит, цоизит развиваются за счет плагиоклаза, образуя тонкие пластинчатые индивиды в шлифах, напоминающие мусковит (табл. 3).

Титанит. Для габбро и сосюритизированном габбро титанит содержит примеси магния (MgO ~0,75 вес. %), алюминия (Al₂O₃~4 вес. %), ванадия (V₂O₅~0,4 вес. %) и железа (FeO ~1,5 вес. %), при этом более обогащен ванадием титанит из габбро.

Тальк метасоматитов сильно отличается по содержанию примесей. В тальк-хлоритовом метасоматите тальк более железистый и глиноземистый, кроме того отмечается преобладание никеля (табл. 3).

Магнетит отличается примесным составом (табл. 4). Магнетит габбро содержит около 0,5 % примеси кульсонитового и ильменитового миналов, тогда как в тальк-хлоритовом метасоматите – около 0,1 % хромитового минала.

Рутил был зафиксирован в сосюритизированном габбро и, вероятно, является продуктом разложения титанита (присутствуют примеси кремния, кальция, алюминия) (табл. 4).

Сульфиды в изученных образцах (рис. 4) представлены пиритом, халькопиритом, ковеллином (табл. 5). Пирит образует идиоморфные, но трещиноватые зерна. Часто в габбро и сосюритизированном габбро он корродирует магнетит. В свою очередь, пирит часто замещается халькопиритом. Химический состав пирита из амфибол-тальк-хлоритовой породы характеризуется примесями никеля и меди. Содержание примесей в халькопирите находится ниже предела обнаружения. По границам зёрен пирита и халькопирита развивается гётит, реже гематит. Ковеллин формирует секущие прожилки в халькопирите, что отражает более позднюю стадию минералообразования.

Таблица 3

Химический состав алюмосиликатов и силикатов Гишунского массива

Table 3

Chemical composition of aluminosilicates and silicates of the Gishun massif

Компонент Composition	Плагиоклаз (Pl)		Цоизит (Coe)	Пренит (Prh)	Тальк (Tlc)	
	Rock1	Rock 2	Rock1	Rock 2	Rock3	Rock4
	(4)	(5)	(4)	(7)	(4)	(8)
SiO ₂ , wt. %	57,58	65,78	38,5	44,61	57,16	59,58
Al ₂ O ₃	27,10	22,42	31,01	27,52	0,78	0,16
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,03	0,02
FeO	0,13	0,05	2,83	—	10,58	8,91
MgO	—	—	—	—	26,66	26,43
NiO	—	—	—	—	0,40	0,26
MnO	—	—	0,03	—	—	—
CaO	8,34	1,11	24,57	26,32	—	—
K ₂ O	0,07	0,84	0,1	—	—	—
Na ₂ O	7,18	9,65	0,57	—	—	—
Σ	100,4	99,85	98,61	98,46	95,6	95,36
Si, ф.к. (apfu)	2,56	2,91	2,57	2,97	3,73	3,89
Al	1,42	1,17	2,43	2,15	0,06	0,01
Fe	0,01	—	0,16	—	0,58	0,49
Mg	—	—	—	—	2,6	2,59
Ni	—	—	—	—	0,03	0,02
Ca	0,4	0,05	1,76	1,88	—	—
K	—	0,05	0,01	—	—	—
Na	0,62	0,83	0,08	—	—	—
№ Pl	39,22	5,38	—	—	—	—

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – соссюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит, «—» – ниже предела обнаружения, в скобках – количество измерений.

Note. Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite, «—» – below the detection limit, in brackets the number of measurements.

Таблица 4

Химический состав оксидов Гишунского массива

Table 4

Chemical composition of oxides of the Gishun massif

Компонент Composition	Магнетит (Mag)		Рутил (Rt)	Хромшпинелид (Chr)
	Rock1	Rock3	Rock2	Rock4
	(3)	(4)	(4)	(3)
FeO	98,86	99,38	0,44	32,18
V ₂ O ₃ , wt. %	0,41	—	0,41	0,23
Nb ₂ O ₅	—	—	0,19	—
SiO ₂	—	—	1,73	—
TiO ₂	0,18	0	93,34	—
Cr ₂ O ₃	—	0,14	—	44,99
Al ₂ O ₃	—	0	0,15	18,01
MnO	—	—	—	1,78
MgO	—	—	—	2,6
CaO	—	—	3,70	—
Σ	99,455	99,525	99,93	99,79

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – соссюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит, «—» – ниже предела обнаружения, в скобках – количество измерений.

Notes: Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite, «—» – below the detection limit, in brackets the number of measurements.

Таблица 5

Химический состав сульфидов, теллуридов, арсенидов Гишунского массива

Table 5

Chemical composition of sulfides, tellurides, arsenides of the Gishun massif

Компонент Composition	Rock3 (3)	Rock4 I(2) II(6)		Rock1 (2)	Rock2 (3)	Rock3 (6)	Rock4 I(4) II(5)		Rock3 (3)	Rock3 (3)	Rock4 (6)
Fe, wt. %	45,71	46,11	46,51	30,63	30,72	31,07	30,99	30,73	3,6	6,1	0,18
Ni	—	0,25	0,07	—	—	—	—	—	5,03	2,05	—
Cu	—	—	0,08	34,49	34,58	34,3	34,28	34,52	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,65	—
Zn	—	—	—	—	—	—	0,37	—	—	—	—
Rh	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33,25	—
Ir	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	—
Ge	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07
Pt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	54,8
Pd	—	—	—	—	—	—	—	—	19,39	—	—
S	53,51	53,58	53,3	34,81	34,14	34,38	33,92	34,31	2,26	14,95	—
As	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	37,35	44,85
Te	—	—	—	—	—	—	—	—	67,54	—	—
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	2,22	—	—
Σ	99,22	100,24	99,95	99,94	99,41	99,74	99,55	99,56	100,01	100,1	99,83

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – сосюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит, «—» – ниже предела обнаружения, в скобках – количество измерений.

Note. Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite, «—» – below the detection limit, in brackets the number of measurements.

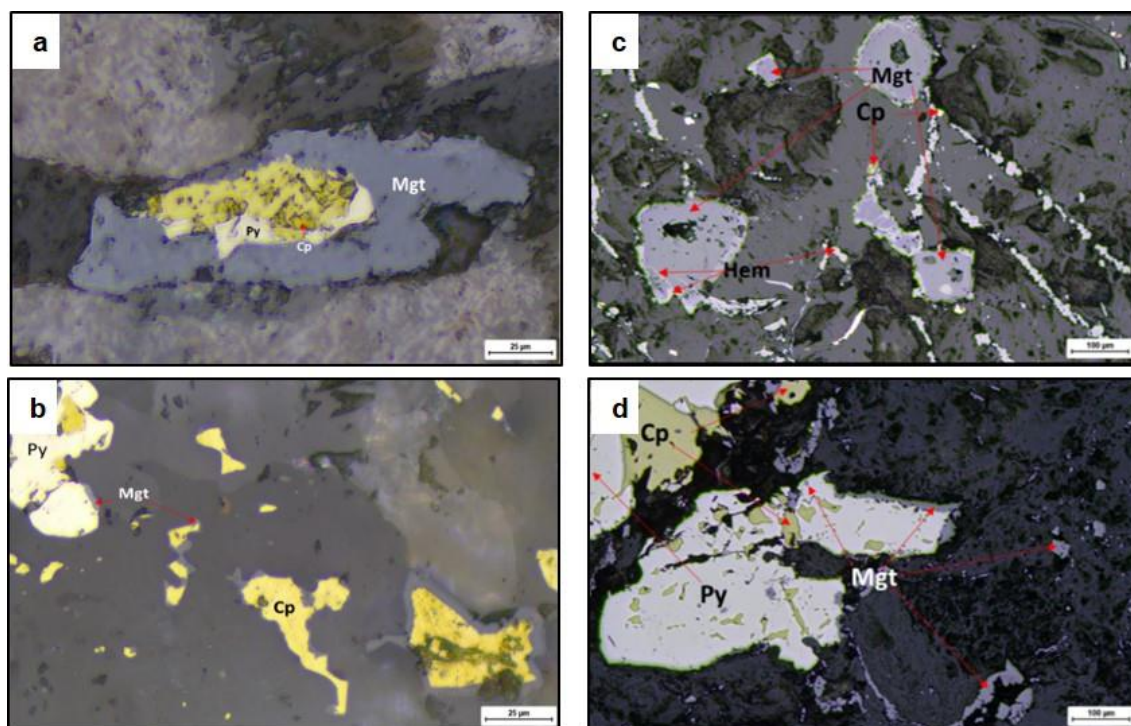


Рис. 4. Рудные ассоциации в породах исследованной части Гишунского массива (в отраженном свете)

a – структура коррозии магнетита пиритом и структура нарастания пирита на халькопирит в габбро; **b** – коррозия магнетита пиритом и пирита халькопиритом в сосюритизированный габбро; **c** – структура замещения магнетита гематитом в тальк-хлоритовом метасоматите; **d** – развитие халькопирита по пириту вдоль зон с механической деформацией, коррозия магнетита пиритом в тальк-хлоритовом метасоматите. Mgt – магнетит, Py – пирит, Ccp – халькопирит, Hem – гематит

Fig. 4. Ore associations in rocks of the Gishun massif (in reflected light)

a – structure of magnetite corrosion by pyrite and structure of pyrite overgrowth on chalcopyrite in gabbro; **b** – corrosion of magnetite by pyrite and pyrite by chalcopyrite in saussuritized gabbro; **c** – structure of magnetite replacement by hematite in talc-chlorite metasomatite; **d** – development of chalcopyrite after pyrite along zones with mechanical deformation, corrosion of magnetite by pyrite in talc-chlorite metasomatite. Mgt – magnetite, Py – pyrite, Ccp – chalcopyrite, Hem – hematite

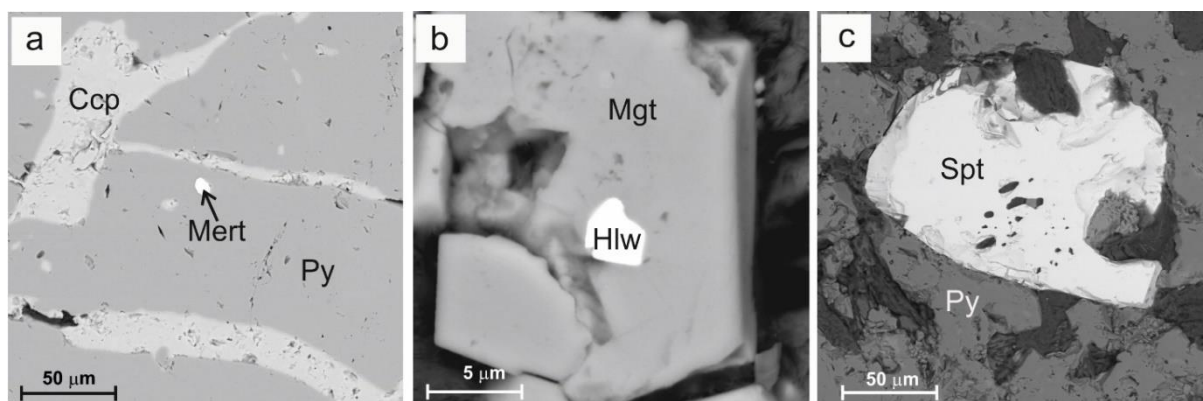


Рис. 5. Благороднометальная минерализация Гишунского массива (BSE изображение РЭМ)

а – включение меренскиита в пирите (талк-хлоритовый метасоматит); **б** – включение холлингвортита в магнетите (талк-хлоритовый метасоматит); **с** – зерно сперрилита в ассоциации с пиритом (амфибол-талк-хлоритовый метасоматит). Mert – меренскиита, Hlw – холлингвортит, Spt – сперрилит, Mgt – магнетит, Py – пирит

Fig. 5. Noble metal mineralization of the Gishun massif (BSE SEM image)

a – merenskyite inclusion in pyrite in talc-chlorite metasomatite, **b** – hollingworthite inclusion in magnetite in talc-chlorite metasomatite; **c** – sperrylite grain in association with pyrite in amphibole-talc-chlorite metasomatite. Mert – merenskyite, Hlw – hollingworthite, Spt – sperrylite, Mgt – magnetite, Py – pyrite

Большой интерес вызвало наличие в метасоматитах благороднометальных минералов (в порядке убывания) (табл. 5): сперрилита $PtAs_2$, холлингуортита $(Rh,Pt,Pd)AsS$, меренскиита $PdTe_2$ (см. рис. 5). Сперрилит ассоциирует с пиритом (наблюдается в виде субизометричных зерен около 100 мкм), в отличие от холлингуортита и меренскиита, которые в виде включений (2,5–5 мкм) находятся в магнетите.

Оценка миграции вещества при метасоматозе

Рассматриваемые в данной работе породы представлены преимущественно измененными разностями. Преобразование (метаморфизм/метасоматоз) пород могло протекать по двум сценариям: прогрессивного и регрессивного. Известно, что на прогрессивном этапе метаморфизма химический состав пород остается постоянным, за исключением уменьшения содержания воды и углекислоты. На регрессивном – привносится большое количество флюида, что приводит к миграции Si, Fe, Mg, Rb, Ba, Sr, K, Na, Ca, а также элементов с переменной валентностью – Eu и U.

Чтобы оценить миграцию петрогенных элементов при преобразовании первичных пород гишунского рудоносного комплекса, был использован метод Барта [Казицын, Рудник, 1968], который основан на анализе химического состава породы и способности минералов этой породы к обмену ионов со средой.

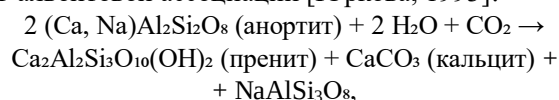
С учетом геологического строения и утверждения, что породы в южно-восточной части Гишунского

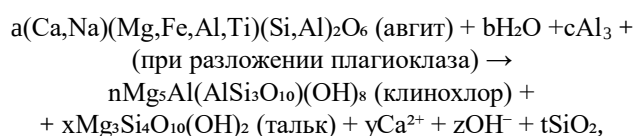
массива представлены в основном габбро, при подчиненной роли ультрамафитов, главным образом перидотитов [Нарижнев, Стеблова, 1982], был выполнен расчет миграции вещества (табл. 6) при возникновении:

- 1) сосюритизированного габбро за счет габбро (Rock1 → Rock2);
- 2) талк-хлоритовые метасоматитов за счет перидотитов (Rock5 → Rock3);
- 3) талк-хлоритовых метасоматитов за счет габбро (Rock1 → Rock3);
- 4) амфибол-талк-хлоритовых метасоматитов за счет перидотитов; (Rock5 → Rock4);
- 5) амфибол-талк-хлоритовых метасоматитов за габбро. (Rock1 → Rock4).

Анализ расчета показал, что сосюритизация габбро представляет собой ультраумеренный низкотемпературный метасоматический процесс, который определен незначительным перераспределением петрогенных компонентов в объеме породы, что следует из незначительного выноса кремния, железа, и небольшим увеличением щелочных, щелочно-земельных элементов и алюминия.

С геохимической позиции процесс идет на фоне воздействия на габбро водного малосернистого флюида, богатого углекислым газом, что приводит к частичному разложению пироксена (авгита) с образованием хлорита и в меньшей степени талька и преобразованию плагиоклаза с формированием пренит-кальцит-альбитовой ассоциации [Юркова, 1993]:





где кальций и кремний участвуют в образовании других вторичных ассоциаций или частично выносятся.

Большой интерес представляют амфибол-талек-хлоритовые и талек-хлоритовые метасоматиты, в которых были зафиксированы минералы группы платины. Оценка масштаба метасоматического процесса зависит от природы первичного субстрата. Умеренная интенсивность метасоматоза характерна для преобразования ультраосновных пород. Близкий к интенсивному масштаб проявления связан с метасоматиче-

ской переработкой отдельных участков основных пород, где предшествующая механическая деформация создала благоприятные условия для инфильтрации флюидов вследствие снижения сплошности среды.

Анализ баланса вещества указывает на существенную геохимическую трансформацию при метасоматозе габбро, характеризующуюся интенсивным выносом Si, Al и Ca и привнесом Mg и Fe. Миграция кремнезёма, по-видимому, обеспечивалась образованием подвижных комплексов в высокотемпературном (200–400 °C) щелочном флюиде (pH > 8–9). Условием эффективного выноса кремнезёма являлось отсутствие в растворе значительных концентраций катионов Ca, Al и Fe, которые в противном случае связывали бы его с образованием эпидота, цеолитов или хлорита [Marks et al., 2010].

Таблица 6

Расчет миграции вещества при преобразовании пород гишунского базит-гипербазитового комплекса (по катионному методу Барта)

Table 6

Calculation of material migration during rock transformation in the Gishun basite-ultramafic complex (using Barth's cation method)

Элемент, мас. %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	Сумма
Rock5	35,6	4,6	18,44	0,2	36,9	4,27	0,1	0,1	0,3	н.п.о	н.п.	100,51
Rock1	46,63	13,87	13,6	0,22	9,38	11,98	1,34	0,26	0,95	0,08	0,2	98,51
Rock2	41,46	16,14	9,6	0,16	11,87	14,34	1,59	0,38	0,25	0,01	0,25	96,05
Rock3	30,03	1,56	39,12	0,06	17,69	0,65	0,06	н.п.о	0,08	0,01	2,27	91,53
Rock4	21,79	1,9	49,3	0,05	15,9	0,32	0,03	н.п.о	0,09	0,01	1,68	91,08
Характер процесс (привнос/вынос на ячейку из 100 катионов)												
	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	S	Общая
Rock1 → Rock2	–5,28	2,41	–2,94	–0,05	3,44	2,31	0,44	0,14	–0,51	–0,06	0,08	±8,83
Rock1 → Rock3	–20,08	–13,12	31,99	–0,13	13,46	–11,91	–2,41	–0,32	–0,61	–0,06	3,2	±48,64
Rock1 → Rock4	–12,39	–13,66	21,79	–0,13	15,06	–11,55	–2,35	–0,31	–0,62	–0,06	4,22	±41,07
Rock5 → Rock3	–6,21	–2,16	29,79	–0,1	–20,98	–3,58	–0,1	–0,11	–0,12	0,01	3,56	±33,36
Rock5 → Rock4	1,48	–2,71	19,6	–0,1	–19,38	–3,21	–0,04	–0,1	–0,13	0,01	4,58	±25,67

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – сосюритизированное габбро, Rock3 – талек-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-талек-хлоритовый метасоматит; Rock5 – перидотит по [Mogahed, 2011].

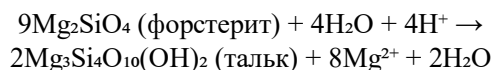
Note. Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite; Rock5 – peridotite according to [Mogahed, 2011].

Такой высокоподвижный флюид мог активно циркулировать по зонам повышенной трещиноватости, что в одних случаях приводило к формированию секущих кварц-карбонатных жил, а в других – к фрагментарному окварцеванию мафитов. Обогащение метасоматитов магнием и железом можно объяснить поступлением этих элементов с флюидом, предварительно взаимодействовавшим с ультраосновными породами. Источником кислотности флюида, вероятно, служило окисление сульфидов (пентландита, пирротина), что приводило к появлению в растворе серной кислоты.

При этом высвобождаемое железо могло также мигрировать в этом флюиде в соединениях с хлорид-ионом (FeCl₂, FeCl⁺, FeCl₃, FeCl₄[–]) и совместно с магнием привносится в участки метасоматоза.

В результате взаимодействия с габбро флюид нейтрализуется, затем становится слабощелочным. Таким образом, реакции привели бы к формированию пропиловитовой ассоциации (цеолита, эпидота, альбита). В нашем случае метасоматиты имеют другой состав, и, следовательно, габбро не может рассматриваться в качестве протолита исследуемых метасоматитов.

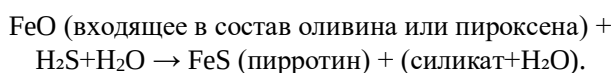
Рассмотрим следующий сценарий, который предполагает формирование метасоматитов по ультрамафитам (например, перидотитов, которые присутствуют на юго-восточном фланге Гишунского массива). Расчеты показали, что наблюдается крайне умеренный вынос Si, Ca и щелочей на фоне существенного выноса Mg и привноса Fe. Известно, что чаще оталькование, амфиболитизации пород происходят на фоне привноса Si. Но существует альтернативный механизм, ведущий к образованию талька, который заключается не в привносе Si, а в выносе Mg из породы. Метасоматоз протекает при умеренных температурах и связан с воздействием кислого флюида. Ионы H^+ во флюиде активно замещают катионы Mg^{2+} в кристаллической решетке минералов, переводя магний в раствор и способствуя его удалению из системы в большом количестве [Springer, 1974; Buche, Grapes, 2011]. Такие флюиды могут генерироваться, например, при окислении сульфидов с образованием серной кислоты:



Поскольку в описанных нами породах не отмечаем наличие магнезита, можем предположить, что во флюиде содержалось крайне мало углекислоты, которая обеспечила бы его образование, задерживая часть магния.

На то, что флюид был кислым, указывает отсутствие выноса Si, поскольку его транспортировка осуществляется при нейтральном или слабощелочном характере раствора.

На наличие в растворе серы указывает непосредственно положительный ее баланс. Сероводород позволял изымать Fe из породообразующих минералов и связывать его в виде сульфидов:



Кроме такого механизма появления сульфидов железа в метасоматитах, возможен и частичный привнос железа флюидом в виде тиокомплексов.

Петрогеохимическая типизация пород исследуемого участка

Габбро. По кремнекислотности изученные породы соответствуют габбро. Для них характерны низкие содержания суммы щелочей (< 2 мас. %) с преобладанием Na_2O над K_2O (в 5 раз). Содержание TiO_2 ($\sim 0,95$ мас. %) характерно для габбро, а низкие значения титанистости ($\#Ti \sim 0,07$) указывают на примитивные недифференцированные магмы. Значение железистости ($\#Fe$) габбро чуть больше 0,5, что по геохимическим характеристикам сближает их с базальтоидами срединно-океанических хребтов (MORB).

Морфология спектра распределения РЗЭ и абсолютные содержания этих элементов (34,43 ppm) сопоставимы с содержанием РЗЭ в MORB, а значение степени их фракционирования $((La/Yb)_n = 2,5)$ ближе к значениям, характерным для E-MORB (рис. 6). Особый интерес представляет содержание в породе «геохимических меток» элементов Ba, U, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta. Судя по дефициту HFSE (Zr, Hf) и одновременному обогащению LILE (Ba, Rb, Cs, K) породы (относительно примитивной мантии), расплав мог сформироваться из метасоматизированной деплетированной мантии. В этом случае примитивная мантия теряет значительную часть несовместимых элементов в результате раннего процесса плавления, а затем «обогащается» компонентами погружающейся океанической коры в зоне субдукции [McCulloch, Gamble, 1991; Hawkesworth et al., 1997; Elliott, 2003]. Таким образом, последующее плавление этой метасоматизированной мантии дает расплавы с низкими абсолютными содержаниями и аномалиями HFSE. Обогащение Ti, Nb, Ta чаще всего связывают с тугоплавкостью рутила, который при частичном плавлении мантии остается когерентным к расплаву, задерживая эти элементы в твердой фазе [Ryerson, Watson, 1987].

Соссюритизированное габбро. По диапазону кремнекислотности породы соответствуют пикритам и пикробазальтам, что по данным расчета баланса по Барту объясняется выносом кремнезема из первичных пород. По содержанию щелочей порода относится к умеренно-щелочным разностям с преобладанием Na_2O над K_2O (в 4,5 раза). Низкие значения геохимических маркеров (содержание TiO_2 ($\sim 0,25$ мас. %), $\#Ti \sim 0,02$, $\#Fe$ 0,4), связаны с метасоматическими процессами. Распределение РЗЭ (рис. 7) определяется их подвижностью при наложенных процессах изменения породы. Судя по степени фракционирования $(La/Yb)_n = 9,3$, отмечается обогащение легкими лантаноидами. Значение европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0,8$) указывает на умеренно-окислительную обстановку среды. Морфология спайдер-диаграмм распределения редких и рассеянных элементов габбро и соссюритизированного габбро идентична (рис. 6).

Метасоматиты (тальк-хлоритовый и амфибол-тальк-хлоритовый). Эти породы очень схожи по содержанию и распределению петрогенных, редких и рассеянных элементов (рис. 6). Кремнекислотность данных пород составляет 21,79 мас. % и 30,03 мас. % для тальк-хлоритовых и амфибол-тальк-хлоритовых пород, соответственно. Содержание щелочей ничтожно низкое (0,07, 0,03 мас. %), однако натрий также существенно преобладает над калием. Значения геохимических маркеров (содержание TiO_2 0,08 мас. %, $\#Ti \sim 0,002$, Ti/Mg 0,004, $\#Fe$ 0,69) указывают на интенсивный метасоматоз, а ультрамалые

значения титанистости могут указывать на слабокислотный характер флюида, участвующего в процессе.

Содержание РЗЭ в метасоматитах составляет ~2,5 ppm, что сопоставимо с содержанием этих элементов в хондрите, при этом метасоматоз способствовал фракционированию РЗЭ (6,8 (Rock3) и 4,2 (Rock4) (рис. 7). Подвижность тяжелых РЗЭ зависит от химического состава преобразующего флюида, прежде всего от анионных комплексов (хлоридные, фторидные, карбонатные, сульфатные). Более подвижны ТРЗЭ в виде фторидных соединений кислой среды ($\text{pH} < 7$) [Балашов, 1979; Haas et al., 1995]. Исследования [Williams-Jones et al., 2012; Migdisov, Williams-Jones, 2014] показывают, что фторидные комплексы играют незначительную роль в переносе РЗЭ, и более предпочтительными оказываются сульфатные и

хлоридные, причем первые в слабокислых, а вторые в кислых растворах. Вероятно, раствор, провоцирующий метасоматические преобразования, мог быть высокотемпературный ($>400\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$) с некоторой концентрацией фтора и сульфат-иона, что позволило создавать стабильные фтор-комплексы для Ti и сульфатов ТРЗЭ. Высокая температура обеспечивала стабильность комплекса $[\text{TiF}_6]^{2-}$. Окислительно-восстановительные характеристики флюида также являются важными критериями для миграции Ti и РЗЭ. Слабокислый или нейтральный раствор с высоким кислородным потенциалом ($f\text{O}_2$) позволяет обеспечить стабильность $[\text{TiF}_6]^{2-}$. Значение европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,6\text{--}0,4$) указывает на то, что флюид создавал окислительные условия формирования метасоматитов.

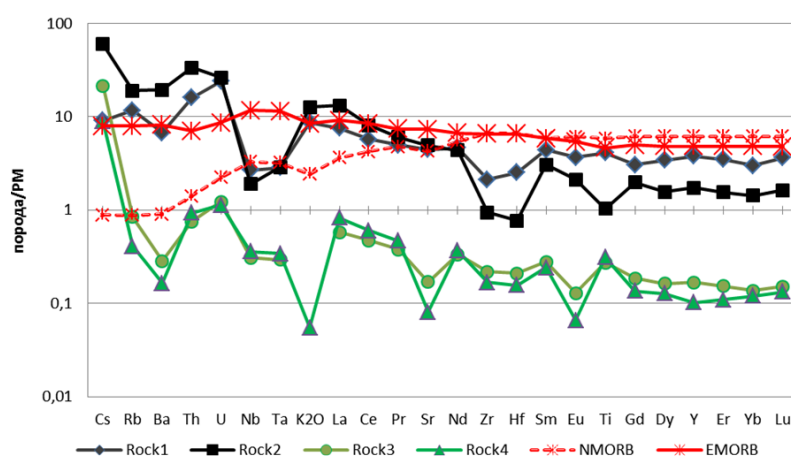


Рис. 6. Распределение микроэлементов в породах Гишунского массива, нормированные на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1988]

Условные обозначения: Rock1 – габбро, Rock2 – соссуритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит; N и E-MORB – нормальные и обогащенные базальты COX

Fig. 6. Distribution of trace elements in the rocks of the Gishun massif, normalized to the primitive mantle [Sun, McDonough, 1988]

Legend: Rock 1 – gabbro, Rock 2 – saussuritized gabbro, Rock 3 – talc-chlorite metasomatite, Rock 4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite; N and E-MORB – normal and enriched MOR basalts

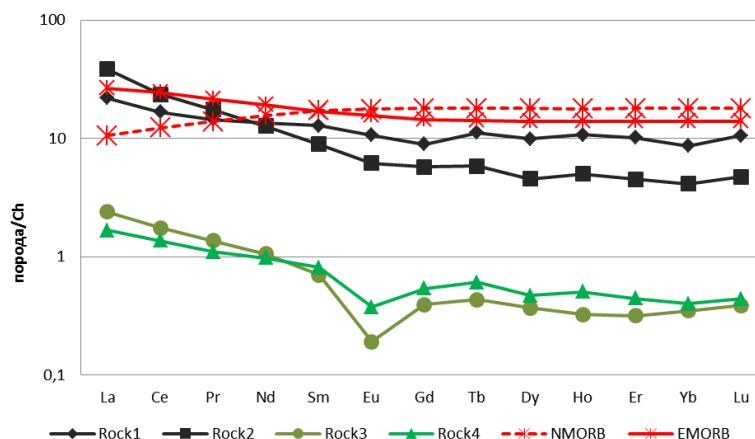


Рис. 7. Распределение РЗЭ в породах Гишунского массива нормированные на хондрит

Условные обозначения см. рис. 1

Fig. 7. Distribution of REE in rocks of the Gishun massif normalized to chondrite

Legend: see Fig. 1

Рассмотрим возможные источники формирования мафитов и ультрамафитов, подвергавшихся метасоматозу, учитывая, что HFSE (Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Y) являются практически неподвижными элементами при гидротермальных и метаморфических

процессах. На диаграмме Th-Ta-Hf/3 (рис. 8) фигуративные точки исследуемых пород располагаются в поле IAT (островодужных толеитов – базальтоиды насыщенные и перенасыщенные кремнием и обедненные калием).

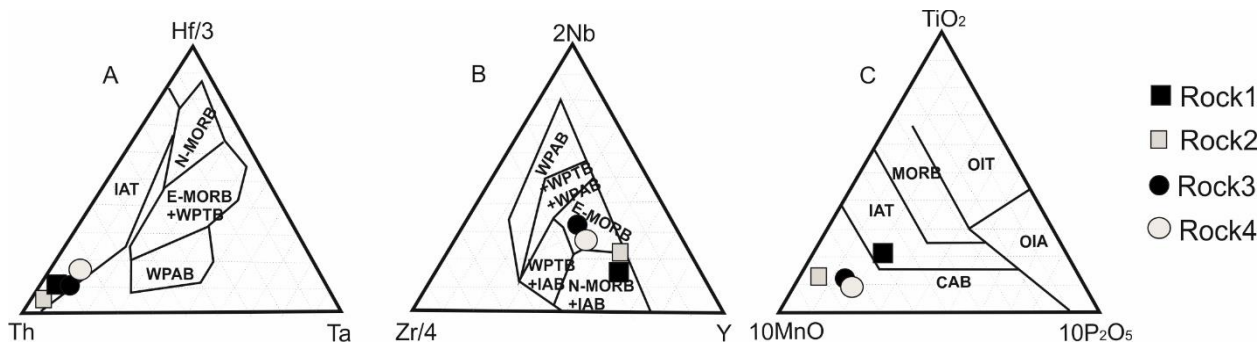


Рис. 8. Положение фигуративных точек составов пород Гушунского массива в полях составов: А – по [Wood, 1980]; В – по [Meschide, 1986]; С – по [Mullen, 1983]

Условные обозначения см. рис. 1. N и E-MORB – нормальные и обогащенные базальты COX; WPAR – внутриплитные щелочные базальты; WPTR – внутриплитные толеитовые базальты; CAB – известково-щелочные базальты; IAB – островодужные базальты; IAT – островодужные толеиты; OIA – андезиты океанических островов; OIT – толеиты океанических островов

Fig. 8. Position of compositional data points for the Gushun Massif rocks in the compositional fields. A according to [Wood, 1980], B according to [Meschide, 1986], C according to [Mullen, 1983]

Legend: see Fig. 1. N and E-MORB – normal and enriched MOR basalts; WPAR – within-plate alkaline basalts; WPTR – within-plate tholeiitic basalts; CAB – calc-alkaline basalts; IAB – island-arc basalts; IAT – island-arc tholeiites; OIA – ocean island andesites; OIT – ocean island tholeiites

Формирование расплава связано с частичным плавлением мантийного клина, расположенного над субдуцирующей океанической плитой, подвергающегося метасоматозу [Prichard et al., 1993]. Zr/4–2Nb–Y – габбро и в поле N-MORB+IAT, метасоматиты в E-MORB, сосюритизированный габбро – на границе между этими полями. На бинарной диаграмме Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2005] все фигуративные точки располагаются в области, соответствующей внутриплитным базальтам. Фигуративные точки габбро и их метасоматитов группируются у значений расплава глубоко деплетированной мантии. В то время как точки метасоматитов по ультрамафитам, как и самих ультрамафитов, смещены в сторону обогащенного мантийного источника, в границах тренда, описывающего так называемый эффект «пакетное плавление» [Condie, 2005].

Анализ распределения рудных элементов в исследуемых породах показал, что содержание сидерофильных элементов (за исключением хрома) выше, чем в деплетированной мантии, элементов группы платины – на порядок меньше. В метасоматически измененных породах содержание Ni, Co, Cu, а также благородных металлов больше, чем в собственно магматических породах комплекса, в то время как концентрация сидерофильных элементов (Ti, V) меньше (рис. 9).

Разделение рудных элементов (халькофильных) в магматический этап может происходить по двум сценариям:

1. Реализация в отсутствие сульфидной жидкости. В этом случае элементы разделяются по их совместимости с расплавом: совместимые Ni, Co, IPGE (Os, Ir, Ru) и несовместимые Cu, Ag, Au и PPGE (Pd, Pt). Совместимые IPGE концентрируются одним из двух путей: изоморфным вхождением в кристаллическую решетку шпинелидов, или прямой кристаллизацией из магмы в виде самородных минералов платиновой группы, ассоциируя с фазой хромита или магнетита.

2. Наличие сульфидной жидкости, которая может подвергаться фракционной кристаллизации с образованием богатого железом кумулата, обогащенного Os, Ir, Ru, и существенно медным фракционированной жидкостью с Ag, Au, Pt и Pd. Никель демонстрирует промежуточное поведение и распределяется между обеими фазами [Barnes, Maier, 1999; Barnes, Lightfoot, 2005].

Характер распределения и концентрации PPGE, Au, Ag, Ni и Cu в исследованных породах свидетельствуют о фракционировании рудных элементов. Содержание PGE, Ni и Cu в целом ниже, чем в примитивной и деплетированной мантии, что указывает на их экстракцию на ранних стадиях дифференциации

мантийного вещества. В последующем деплетированная мантия подверглась метасоматозу, инициированному подплавлением субдущирующей коры, что привело к обогащению расплава летучими компонентами, в первую очередь серой. В условиях серного насыщения халькофильные элементы, как совместимые, так и несовместимые, могли перейти в сульфидную жидкость. Последующее разделение элементов контролировалось, в частности, поведением меди, которая преимущественно концентрировалась в сульфидном расплаве, в то время как железо в значительной степени оставалось в силикатном.

Отношения типоморфных рудных элементов в магматических породах часто используются для характеристики обстановок формирования и физико-химических условий кристаллизации (табл. 7).

Низкие значения Ti/V ($<10-20$) указывают на окислительную среду, которая характерна для островодужных обстановок, поскольку окисление происходит за счет поднимающегося флюида из субдущирующей плиты [Shervais, 1982; Toplis, Corgne, 2002].

Очень низкие значения Cr/V (табл. 7) в габбро указывают на позднюю стадию фракционной дифференциации [Toplis, Corgne, 2002]. Для метасоматитов они высокие, что скорее являются индикатором среды метасоматоза и её окислительно-восстановительного потенциала. Отношение Cr/V наиболее информативно при сравнении метасоматитов с неизменными породами. Без знания исходного состава высокое или низкое значение Cr/V может быть просто унаследованным, а не приобретенным в процессе метасоматоза.

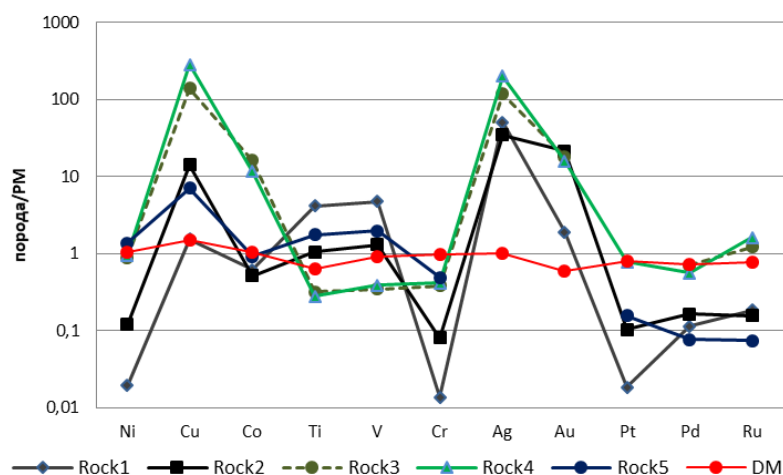


Рис. 9. Распределение сидерофильных и благородных металлов в породах Гишунского массива, нормированных на примитивную мантию

Условные обозначения: Rock1 – габбро, Rock2 – соссуритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит; Rock5 – перидотит [Mogahed, 2011]

Fig. 9. Distribution of siderophilic and noble metals in rocks of the Gishun massif, normalized to the primitive mantle

Legend: Rock 1 – gabbro, Rock 2 – saussuritized gabbro, Rock 3 – talc-chlorite metasomatite, Rock 4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite; Rock 5 – peridotite [Mogahed, 2011]

Таблица 7

Типоморфные отношения рудных элементов в породах Гишунского массива

Table 7

Typomorphic relations of ore elements in the rocks of the Gishun massif

Показатель	Rock1	Rock2	Rock3	Rock4	Rock5
ΣPGE , ppm	0,002	0,003	0,014	0,022	0,025
$Ag+Au$, ppm	0,31	0,25	0,74	1,23	н.д.
Cu/Ni	0,85	1,25	1,70	3,17	0,06
Co/Ni	1,75	0,24	1,003	0,670	0,037
Co/Cu	2,05	0,19	0,59	0,21	0,66
Ti/V	13,09	11,82	13,50	10,52	13,15
Cr/V	0,08	1,80	32,31	31,13	7,31

Примечание. Условные обозначения см. рис. 4.

Note. Legend see Fig. 4.

Для ультрамафитов Гишунского массива отношения Cr/V варьируют от 7,0 до 24,6 (модальное значение 7,3) (по данным [Могахед, 2011]), что характерно для пород, которые формировались в надсубдукционной окислительной обстановке. По сравнению с предполагаемыми исходными породами (габбро) значение Cr/V в метасоматитах существенно больше. С учетом комплекса геохимических критериев, свидетельствующих об окислительных условиях во время метасоматоза, наблюдаемое увеличение отношения Cr/V в амфибол-талк-хлоритовых и талк-хлоритовых метасоматитах объясняется дифференциальной мобильностью данных элементов. Хром, являясь геохимически инертным в таких условиях, сохранялся, в то время как ванадий, переходя в окисную форму, активно выносился.

Соотношение Co/Ni для пород мафитового ряда является наиболее информативным, определяя характер рассеивания рудных элементов и механизмы отделения рудной части от расплава. В породах гишунского комплекса наблюдается увеличение показателя распределения от ультрамафитов к мафитам (Co/Ni 0,056 и 1,75 соответственно) (см. табл. 7). Увеличение этого соотношения от ультраосновных разностей к основным связано с вхождением Ni в Mg -содержащие породообразующие минералы, что приводит к дефициту этого элемента в остаточном расплаве.

Отношения Co/Cu , Cu/Ni дают представление о сегрегации сульфидной жидкости в расплавах [Barnes, Lightfoot, 2005]. Отмечается, что в ультрамафитах и габбро эти показатели отличаются, что, возможно, свидетельствует о кристаллизационной дифференциации без ликвации.

Увеличение Cu/Ni и уменьшение Co/Cu значений в метасоматитах указывает на медь как наиболее мобильный в этой системе элемент. Анализируя метасоматические преобразования (пересчет по Барту), был зафиксирован привнос серы в систему. В серосодержащих флюидах (в виде H_2S , HS^-) медь образует подвижные формы (например, $\text{Cu}(\text{HS})_2^-$, $\text{Cu}(\text{HS})_2^{2-}$), и они распадаются при взаимодействии с породами, содержащими минералы железа (окисление флюида приводит к отложению сульфидов меди – халькопирита). Это согласуется с нашими наблюдениями взаимоотношений минералов (халькопирит замещает пирит).

Обсуждение результатов и выводы

Характеристика пород. В пределах юго-восточного фланга Гишунского массива были установлены одна первичная магматическая и три вторичные метасоматические ассоциации. Первичная магматическая ассоциация (плаггиоклаз (андезин) + клинопи-

роксен (авгит) + магнетит) отражает кристаллизацию из расплава основного состава. Среди метасоматических пород выделены продукт зеленосланцевой фации (хлорит (прохлорит) + альбит + пренит + кальцит $\pm$ тальк), образованный в результате воздействия на габбро низкотемпературного водного, малосернистого флюида, богатого CO_2 . Две другие метасоматические ассоциации развиваются по ультраосновным породам и являются продуктивными на элементы платиновой группы (ЭПГ). Многочисленные минеральные виды хлорита и невыдержанный химический состав магнезиальной роговой обманки свидетельствуют о формировании этих пород в условиях регрессивного метаморфизма (от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций). Основными минералами – носителями ЭПГ в данных метасоматитах являются магнетит и пирит, а ассоциация талька и магнезиального амфибола может рассматриваться в качестве поискового критерия на благороднометальное оруденение.

Условия минералообразования. Химические особенности минералов фиксируют эволюцию условий среды. Магматический расплав, сформировавший габбро, на заключительной стадии характеризовался высокой фугитивностью кислорода ($f\text{O}_2$), что способствовало вхождению ванадия в структуру титанита, магнетита и рутила. Последующие аутометасоматические процессы протекали в восстановительных условиях, где трехвалентный ванадий (V^{3+}) мог входить в породообразующие силикаты [Frost, Lindsley, 1991]. Формирование хлорит-амфиболовой ассоциации происходило в интервале 350–450 °C.

Поведение и концентрация благородных металлов. Концентрирование платиноидов при фракционировании мафит-ультрамафитовых систем контролируется S, Te, As, Bi. Экспериментальные и геологические данные указывают, что Pd и Pt стабилизируют в сульфидном расплаве лиганды Te и Bi. Во время фракционирования сульфидной жидкости благородные металлы распределяются между продуктами этой жидкости – Mss и Iss, причем именно богатый железом раствор (Mss) чаще всего концентрирует ЭПГ (в пентландите, пирротине, не в халькопирите) [Wei et al., 2023].

В продуктах метасоматоза, которыми являются исследуемые нами рудоносные породы, наличие минералов ЭПГ связано с переносом этих металлов гидротермальными растворами. Перенос благородных металлов в гидротермальных системах возможен в форме различных комплексов:

– хлоридных – действуют в высокотемпературных (>300 °C) кислых растворах при высоких значениях Eh [Mountain, Wood, 1988];

– гидроксильных – функционируют в нейтральных и слабокислых растворах в переходном окислительно-восстановительном геохимическом режиме;

– бисульфидных (наиболее вероятные для переноса ЭПГ) – действуют нейтральных и слабокислых ($pH > 4$) растворах при низких значениях Eh (стабильны пирит–пирротин–магнетит) вплоть до 350 °C [Pan, Wood, 1994]. Впрочем, есть данные, что распад Pd-бисульфидных комплексов происходит уже при температуре выше 100 °C, что приводит к осаждению минералов [Tagirov et al., 2013].

В изученных нами метасоматитах минералы благородных металлов заключены в магнетите и пирите. Магнетит поздней генерации, вероятно, является продуктом разложения ферросиликатов первичных пород [Лихачев, 2017]. Этот процесс начинался при температурах >500–600 °C в окислительных условиях, что приводило к образованию магнетита и подкислению флюида за счет высвобождения кремнекислоты и серной кислоты от разложения первичных сульфидов (пентландита, пирротина). Высвобожденные ЭПГ переходили в раствор (ремобилизация руд-

ных компонентов). Присутствие в низкотемпературном (350–400 °C) флюиде Se, Te, As, как правило, приводит снижению подвижности комплексов Pt и Pd. Хотя нельзя полностью сбрасывать со счетов возможность образования комплексов с участием лигандов Se, Te и As [Mountain, Wood, 1988]. Последующее падение температуры и сдвиг pH в слабокислую область вызывали распад бисульфидных комплексов и осаждение собственных минералов ЭПГ (арсенидов, теллуридов) совместно с магнетитом.

Геодинамическая позиция и рудогенез. Геохимические данные указывают на формирование магматических пород Гишунского массива в результате частичного плавления метасоматизированного мантийного клина над субдуцирующей океанической плитой. Расположение фигуративных точек комплекса на диаграммах Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2005] (рис. 10) в одном тренде с другими Cu-Ni-ЭПГ месторождениями [Казаченко, Перевозникова, 2023] подтверждает его рудный потенциал. Высокая степень плавления мантии, возможная в обстановке плюма, могла способствовать обогащению магмы Ni и ЭПГ.

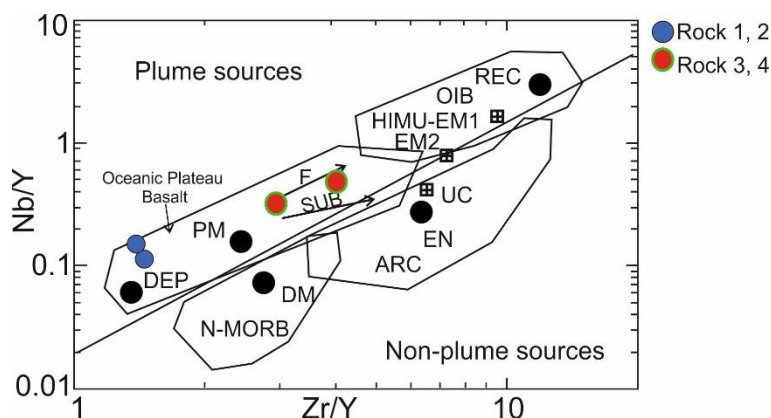


Рис. 10. Диаграмма, показывающая компоненты состава мантии и поля для базальтов из различных тектонических обстановок [Condie, 2005]

1 – фигуративные точки исследуемых пород юго-восточного фланга Гишунского массива. Стрелки указывают на эффекты пакетного плавления (F) и субдукции (SUB); UC – верхняя континентальная кора; PM – примитивная мантия; DM – неглубокая деплетированная мантия; HIMU – источник с высоким содержанием изотопных соотношений U/Pb; EM1 и EM2 – обогащенные мантийные источники; ARC – базальты, связанные с дугами; NMORB – базальты нормальных океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов; DEP – глубокая деплетированная мантия; EN – обогащенный компонент; REC – рециклированный компонент

Fig. 10. Diagram showing mantle compositional components and fields for basalts from different tectonic settings [Condie, 2005]

1 – data points of the studied rocks from the southeastern flank of the Gishun Massif. Arrows indicate the effects of packet melting (F) and subduction (SUB); UC – upper continental crust; PM – primitive mantle; DM – shallowly depleted mantle; HIMU – high U/Pb isotope source; EM1 and EM2 – enriched mantle sources; ARC – arc-related basalts; NMORB – normal ocean ridge basalts; OIB – ocean island basalts; DEP – deep depleted mantle; EN – enriched component; REC – recycled component

Заключение

Таким образом, в пределах юго-восточного фланга Гишунского массива рудоносными являются продукты метасоматической переработки ультрамафитов. Метасоматоз вызвал ремобилизацию рудных

компонентов и формирование поздних благородно-металльных ассоциаций. Однако вопрос о том, произошло ли существенное перераспределение рудных компонентов и их концентрация в метасоматитах благодаря метасоматической переработки протолита, остается открытым и требует дальнейших исследований.

Список источников

- Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М. : Наука, 1979. 267 с.
- Годовиков А.А.** Минералогия. М. : Недра, 1975. 520 с.
- Закруткин В.В.** Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1968. Ч. 97, вып. 1. С. 15–23.
- Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В.** Изотопная (Sm–Nd) и геохимическая (Nb/Y–Zr/Y) систематика базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня // Геохимия. 2023. Т. 68, № 4. С. 341–366
- Казицын Ю.В., Рудник В.А.** Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М. : Недра, 1968. 364 с.
- Лихачев А.П.** Условия образования магнетита и его рудных скоплений // Отечественная геология. 2017. № 4. С. 44–53.
- Могачед М.М.** О классификации и некоторых особенностях образования Гишунского массива (Северный Памир) // Доклады АН ТаджССР. 2011. Т. 54, № 4. С. 324–329.
- Нарижнев В.В., Стеблова В.М.** Особенности развития рифейского (?) раннепалеозойского магматизма Северного Памира // Доклады АН ТаджССР. 1982. Т. 25, № 2. С. 104–107.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н.** Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира // Геотектоника. 1977. Вып. 4. С. 68–80.
- Юркова Р.М.** Минеральные ассоциации метаморфических комплексов офиолитов и пограничных вулканогенно-осадочных пород северо-западного обрамления Тихого океана // Тр. ГИН. 1993. Вып. 483. 118 с.
- Barkov A.Y., Laflamme, J.H.G.** Platinum-group minerals from the Wellgreen Cu-Ni-PGE deposit, Yukon, Canada // The Canadian Mineralogist. 2011. V. 49 (5). P. 1127–1153.
- Barnes S.-J., Lightfoot P.C.** Formation of Magmatic Nickel-Sulfide Ore Deposits and Processes Affecting Their Copper and Platinum-Group Element Contents // Economic Geology 100th Anniversary / ed. by J.W. Hedenquist. Littleton : Society of Economic Geologists, 2005. P. 179–213.
- Barnes S.-J., Maier W.D.** The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquid // Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application in Mineral Exploration. Short Course Notes. V. 13 / R.R. Keays, C.M. Lesher, P.C. Lightfoot, C.E.G. Farrow (Eds.). St. John's ; Toronto : Geological Association of Canada, 1999. P. 69–106.
- Bucher K., Grapes R.** Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Berlin ; Heidelberg : Springer-Verlag, 2011. 428 p.
- 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.
- Elliott T.** Tracers of the slab // The Subduction Factory. Geophys. Monogr. Ser. V. 138 / ed. by J. Eiler. Washington : AGU, 2003. P. 23–45.
- Frost B.R., Lindsley D.H.** Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 1991. V. 25. P. 433–468.
- 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.
- Haas J.R., Shock E.L., Sassani D.C.** Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59(21). P. 4329–4350.
- Hawkesworth C.J., Turner S.P., Dermott F.Mc., Peate D.W., Van P.** U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust // Calsteren Science. 1997. V. 276 (5312). P. 551–555.
- Leake B.E., Woolley Alan R., Arps C.E. S., Birch W.D., Gilbert M. C., Grice J.D. et al.** 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 (1). P. 219–246.
- Marks N., Schiffman P., Zierenberg R.A., Franzson H., Fridleifsson G.** Hydrothermal Alteration In The Reykjanes Geothermal System- Insights From Iceland Deep Drilling Program Well Rn-17 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2010. V. 189 (1). P. 172–190.
- McCulloch M.T., Gamble J.A.** Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 102 (3–4). P. 358–374.
- Meschide M.A.** A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology. 1986. V. 56. P. 207–218.
- Migdisov A.A., Williams-Jones A.E.** Hydrothermal transport and deposition of the rare earth elements by fluorine-bearing aqueous liquids // Mineralium Deposita. 2014. V. 49 (8). P. 987–997.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G.** Nomenclature of pyroxenes // American Mineralogist. 1988. V. 73. P. 1123–1133.
- Mountain B.W., Wood S.A.** Chemical controls on the solubility, transport and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions; a thermodynamic approach // Economic Geology. 1988. V. 83 (3). P. 492–510.
- Mullen E.D.** MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 62. P. 53–62.
- Pan P., Wood S.A.** Solubility of Pt and Pd sulfides and Au metal in aqueous bisulfide solutions // Mineralium Deposita. 1994. V. 29. P. 373–390.
- Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C R.** (Eds.) Magmatic processes and plate tectonics, Special Publications, V. 76. London : Geological Society of London, 1993. 700 p.
- Robinson P., Ross M., Nord G.L., Smyth J.R., Jaffe H.W.** Exsolution lamellae in augite and pigeonite: fossil indicators of lattice parameters at high temperature and pressure // American Mineralogist. 1977. V. 62. P. 857–873.
- Ryerson F.J., Watson E.B.** Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts // Earth and Planetary Science Letters. 1987. V. 86, Is. 2–4. P. 225–239.

- Shervais J.W.** Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. V. 59 (1). P. 101–118.
- Springer R.K.** Contact metamorphosed ultramafic rocks in the Sierra Nevada, California // *Journal of Petrology*. 1974. V. 15, Is. 1. P. 160–195.
- Sun S.-s., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society*. V. 42. London : Special Publications, 1989. P. 313–345.
- Tagirov B., Baranova N.N., Zotov A., Akinfiev N.N., Polotnyanko N.A., Shikina N.D., Koroleva L.A., Shvarov Y.V., Bastrakov E.** The speciation and transport of palladium in hydrothermal fluids: Experimental modeling and thermodynamic constraints // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 117, № 4. P. 348–373.
- Toplis M.J., Corgne A.** The behavior of vanadium in igneous systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. V. 48 (1). P. 219–260.
- Wei B., Wang C.Y., Dong Yu.** Behavior of palladium during fractionation of sulfide liquid: New constraints from the Kalatongke Cu-Ni sulfide-bearing intrusion in the central Asian orogenic belt, NW China // *Ore Geology Reviews*. 2023. V. 160. Article number 105578
- Williams-Jones A.E., Migdisov A.A., Samson I.M.** Hydrothermal mobilisation of the rare earth elements – a tale of «ceria» and «yttria» // *Elements*. 2012. V. 8 (5). P. 355–360.
- Wood D.A.** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. V. 50. P. 11–30.

References

- Balashov Yu. A. *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov* [Geochemistry of Rare Earth Elements]. Moscow: Nauka. 1979. 267 p. In Russian
- Godovikov A.A. *Mineralogy*. Moscow: Nedra, 1975. 520 p. In Russian
- Zakrutkin V.V. *On the evolution of amphiboles during metamorphism* // Notes of the All-Union Mineralogical Society. Ser. 2. 1968. Part 97, Is. 1. P. 15–23. In Russian
- Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V. *Izotopnaya (Sm–Nd) i geokhimicheskaya (Nb/Y–Zr/Y) sistematika bazit-qiperbazitovykh kompleksov Sikhote-Alinya* [Isotopic (Sm–Nd) and Geochemical (Nb/Y–Zr/Y) Systematics of Mafic-Ultramafic Complexes of Sikhote-Alin] // *Geokhimiya* [International geochemistry]. 2023. V. 68, No. 4. pp. 341–366. In Russian
- Kazitsyn Yu.V., Rudnik V.A. *Rukovodstvo k raschetu balansa veshchestva i vnutrenney energii pri formirovaniy metasomaticheskikh porod* [Guide to Calculating the Balance of Matter and Internal Energy in the Formation of Metasomatic Rocks]. Moscow: Nedra. 1968. 364 p. In Russian
- Likhachev A. P. *Usloviya obrazovaniya magnetita i ego rudnykh skopleniy* [Conditions of Formation of Magnetite and Its Ore Clusters] // *Otechestvennaya Geologiya*. 2017. No. 4. pp. 44–53. In Russian
- Mogahed M.M. *O klassifikatsii i nekotorykh osobennostyakh obrazovaniya Gish-chnskogo massiva (Severnnyy Pamir)* [On the Classification and Some Peculiarities of the Formation of the Gishun Massif (Northern Pamirs)] // *Reports of the Academy of Sciences of the Tajik SSR*. 2011. V. 54, No. 4. pp. 324–329. In Russian
- Narizhnev V.V., Steblova V.M. *Osobennosti razvitiya rifeyskogo (?) rannepaleozoyskogo magmatizma Severnogo Pamira* [Peculiarities of the Development of the Riphean (?) Early Paleozoic Magmatism of the Northern Pamirs] // *Reports of the Academy of Sciences of the Tajik SSR*. 1982. V. 25, No. 2. pp. 104–107. In Russian
- Ruzhentsev S.V., Pospelov I.I., Sukhov A.N. *Tektonika Kalaykhumb-Sauksayskoy zony Severnogo Pamira* [Tectonics of the Kalaykhumb-Sauksay Zone of the Northern Pamirs] // *Geotectonics*. 1977. № 4. pp. 68–80. In Russian
- Yurkova R.M. *Mineral'nyye assotsiatsii metamorficheskikh kompleksov ofiolitov i poгранichnykh vulkanogenno-osadochnykh porod severo-zapadnogo obramleniya Tikhogo okeana* [Mineral associations of metamorphic complexes of ophiolites and boundary volcanogenic-sedimentary rocks of the northwestern framing of the Pacific Ocean]. Moscow: Proceedings of the GIN. Iss. 483. 1993. 118 p. In Russian
- Barkov A.Y., Laflamme, J.H.G. Platinum-group minerals from the Wellgreen Cu-Ni-PGE deposit, Yukon, Canada // *The Canadian Mineralogist*. 2011. V. 49 (5). pp. 1127–1153.
- Barnes S.-J., Lightfoot P.C. Formation of Magmatic Nickel-Sulfide Ore Deposits and Processes Affecting Their Copper and Platinum-Group Element Contents / *Economic Geology 100th Anniversary Volume* / J.W. Hedenquist at (Eds.). Littleton: Society of Economic Geologists, 2005. pp. 179–213.
- Barnes S.-J., Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquid / *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application in Mineral Exploration. Short Course Notes*. V. 13 / R.R. Keays, C.M. Lesher, P.C. Lightfoot, C.E.G. Farrow (Eds.). St. John's. Toronto: Geological Association of Canada, 1999. pp. 69–106.
- Bucher K., Grapes R. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. 428 p.
- 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.
- Elliott T. Tracers of the slab / *The Subduction Factory*. Geophys. Monogr. Ser. V. 138 / edited by J. Eiler. Washington: AGU, 2003. pp. 23–45.
- Frost B.R., Lindsley D.H. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 1991. V. 25. pp. 433–468.
- 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.
- Haas J.R., Shock E.L., Sassani D.C. Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59 (21). pp. 4329–4350.

- Hawkesworth C.J., Turner S.P., Dermott F.Mc., Peate D.W., Van P. U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust // *Calsteren Science*. 1997. V. 276 (5312). pp. 551–555.
- Leake B.E., Woolley Alan R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D. et al. 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. 35 (1). pp. 219–246.
- Marks N., Schiffman P., Zierenberg R.A., Franzson H., Fridleifsson G. Hydrothermal Alteration In The Reykjanes Geothermal System- Insights From Iceland Deep Drilling Program Well Rn-17 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2010. V. 189 (1). pp. 172–190.
- McCulloch M.T., Gamble J.A. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 102 (3-4). pp. 358–374.
- Meschide M.A. A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-ZrY diagram // *Chemical Geology*. 1986. V. 56. pp. 207–218.
- Migdisov A.A., Williams-Jones A.E. Hydrothermal transport and deposition of the rare earth elements by fluorine-bearing aqueous liquids // *Mineralium Deposita*. 2014. V. 49 (8). pp. 987–997.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist*. 1988. V. 73. pp. 1123–1133.
- Mountain B.W., Wood S.A. Chemical controls on the solubility, transport and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions; a thermodynamic approach // *Economic Geology*. 1988. V. 83 (3). pp. 492–510.
- Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis // *Earth and Planetary Science Letters*. 1983. V. 62. pp. 53–62.
- Pan P., Wood S.A. Solubility of Pt and Pd sulfides and Au metal in aqueous bisulfide solutions // *Mineralium Deposita*. 1994. V. 29. pp. 373–390.
- Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C.R. (Eds.) *Magmatic processes and plate tectonics*, Special Publications. V. 76. London: Geological Society of London, 1993. 700 p.
- Robinson P., Ross M., Nord G.L., Smyth J.R., Jaffe H.W. Exsolution lamellae in augite and pigeonite: fossil indicators of lattice parameters at high temperature and pressure // *American Mineralogist*. 1977. V. 62. pp. 857–873.
- Ryerson F.J., Watson E.B. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1987. V. 86, Is. 2–4. pp. 225–239.
- Servais J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. V. 59 (1). pp. 101–118.
- Springer R.K. Contact metamorphosed ultramafic rocks in the Sierra Nevada, California // *Journal of Petrology*. 1974. V. 15, Is. 1. pp. 160–195.
- Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society*. V. 42. London: Special Publications, 1989. pp. 313–345.
- Tagirov B., Baranova N.N., Zotov A., Akinfiyev N.N., Polotnyanko N.A., Shikina N.D., Koroleva L.A., Shvarov Y.V., Bastrakov E. The speciation and transport of palladium in hydrothermal fluids: Experimental modeling and thermodynamic constraints // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 117, No. 4. pp. 348–373.
- Toplis M.J., Corgne A. The behavior of vanadium in igneous systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. V. 48 (1). pp. 219–260.
- Wei B., Wang C.Y., Dong Yu. Behavior of palladium during fractionation of sulfide liquid: New constraints from the Kalatongke Cu-Ni sulfide-bearing intrusion in the central Asian orogenic belt, NW China // *Ore Geology Reviews*. 2023. V. 160. Article number 105578.
- Williams-Jones A.E., Migdisov A.A., Samson I.M. Hydrothermal mobilisation of the rare earth elements – a tale of «ceria» and «yttria» // *Elements*. 2012. V. 8 (5). pp. 355–360.
- Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. V. 50. pp. 11–30.

Информация об авторах:

Бухарова О.В., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: bukharovaetina@gmail.com

Абдуллозода Х.Х., магистр геологии, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: abdullozodahokim67@gmail.com

Асочакова Е.М., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Кунгулова Э.Н., кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория геохронологии и геодинамики, доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: elvirakungulova@mail.ru

Вклад авторов:

Бухарова О.В. – выводы по результатам аналитических исследований, интерпретация и обобщение материалов.

Абдуллозода Х.Х. – основная идея, отбор каменного материала, обзорная часть.

Асочакова Е. М. – выводы по результатам аналитических исследований.

Кунгулова Э. Н. – обзорная часть.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Bukharova O.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: bukharovaetina@gmail.com

Abdullozoda Kh.H., Master of Geology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: abdullozodahokim67@gmail.com

Asochakova E.M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Kungulova E.N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Junior Researcher, Laboratory of Geochronology and Geodynamics, Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: elvirakungulova@mail.ru

Contribution of the authors:

Bukharova O.V. – conclusions based on the experimental results, interpretation and generalization of materials.

Abdullozoda Kh.H. – main idea, sampling of stone material, overview part.

Asochakova E.M. – conclusions based on the experimental results.

Kungulova E.N. – overview.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 15.07.2025; одобрена после рецензирования 30.10.2025; принята к публикации 30.11.2025

The article was submitted 15.07.2025; approved after reviewing 30.10.2025; accepted for publication 30.11.2025

Научная статья
УДК 552.31; 550.4
doi: 10.17223/25421379/37/4



ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Надежда Александровна Дугарова¹, Игорь Федорович 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. Представлены результаты геохимических и изотопно-геохронологических исследований как ультрамафитов, так и мафитов офиолитовой ассоциации гор Северная, Зеленая, Бархатная и Семеновского массива (Кузнецкий Алатау). 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). Изотопные составы Sm-Nd и Rb-Sr получены на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 (RPQ) и МИ-1201-Т. По особенностям вещественного состава ультрамафиты и мафиты подразделяются на две петрогенетические ассоциации: дунит-гарцбургитовая реститового происхождения и магматогенная, сформировавшаяся в процессе внутрикамерной дифференциации. Как и для большинства офиолитов, исследуемые породы характеризуются общим увеличением концентрации редкоземельных элементов по мере продвижения вверх по разрезу океанической коры. Все породы избирательно обогащены Cs, Ba, Sr, ± Sm и обеднены Rb, Ta, Nb, Hf, Zr, что, вероятно, вызвано изменением состава вещества мантийного источника островодужной базальтовой магмы за счет привноса «субдукционной компоненты». Мафитовые породы по уровню концентрации большинства элементов превосходят базальты срединно-океанических хребтов, что указывает на вероятный задуговый режим их формирования. Это также подтверждается на дискриминационных диаграммах для определения геодинамических обстановок. Полученные Sm-Nd возрасты (942 ± 53 и 960 ± 75 млн лет) ультрамафитовых и мафитовых пород свидетельствуют о более древнем возрасте офиолитов севера Кузнецкого Алатау. Более молодые возраста ~ 700 и 370 млн лет, полученные для метагабброидов, вероятно, отвечают возрасту метаморфических и метасоматических изменений мафитовых пород. По неопровержимым характеристикам реститовые ультрамафиты соответствуют параметрам деплезированной мантии, но с отчетливым обогащением коровым Sr. Для пород магматогенного происхождения также характерен разброс изотопных отношений Sr и Nd, что в комплексе с особенностями поведения Th, Nb, La, Ce указывает на взаимодействие с материалом верхней коры. Таким образом, наблюдается явное взаимодействие мантийной и коровой составляющих при формировании пород офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау.

Ключевые слова: офиолитовая ассоциация, геохимия, изотопы Nd и Sr, петрогенезис, Кузнецкий Алатау

Источник финансирования: Изотопно-геохронологические исследования проведены при поддержке Программы развития Томского государственного университета («Приоритет 2030», 2.0.7.25 ИГ). Работа выполнена в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWM-2025-0015).

Для цитирования: Дугарова Н.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С. Изотопно-геохимическая неоднородность пород офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 52–68. doi: 10.17223/25421379/37/4

Original article
doi: 10.17223/25421379/37/4

ISOTOPIC-GEOCHEMICAL HETEROGENEITY OF 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. Ophiolites from the northern slope of the Kuznetsk Alatau Ridge (SW Siberia) are the most typical fragments of suboceanic crust, which are part of the Vendian-Early Cambrian crust of the Paleo-Asian Ocean. This work presents the results of geochemical and isotope-geochronological studies of ultramafic and mafic rocks from ophiolite associations of the Severnaya,

Zelenaya, Barkhatnaya mountains and Semenovskiy massif. The contents of petrogenic oxides and trace elements were measured by X-ray fluorescence on instrument OXFORD ED-2000 and ICP-MS (high-resolution mass spectrometer Agilent 7500cx) respectively. The isotopic composition of Sm–Nd and Rb–Sr were obtained using Finnigan MAT-262 (RPQ) and MI-1201–T mass spectrometers. According to the features of their material composition, ultramafics and mafics are divided into two petrogenetic associations: dunite-harzburgite of restitic origin and magmatogenic, formed in the process of intra-chamber differentiation (ultramafics → pyroxenites → gabbroids). As with most ophiolites, including MOR-type fragments, the studied rocks are characterized by a general increase in the concentration of rare earth elements as one moves upward along the section of the oceanic crust. All rocks are selectively enriched in Cs, Ba, Sr, $\pm$ Sm and do not have elevated concentrations of Rb, Ta, Nb, Hf, Zr, which is caused by a change in the composition of the substance of the mantle source of island-arc basaltic magma due to the introduction of a “subduction component”. Mafic rocks exceed mid-ocean ridge basalts in the concentrations of most elements, indicating a likely back-arc formation regime. This is also confirmed by discriminatory diagrams used to determine geodynamic settings. The obtained Sm–Nd age (942 ± 53 and 960 ± 75 Ma) of ultramafic and mafic rocks suggests an older age of ophiolites from the north of the Kuznetsk Alatau. They represent fragments of oceanic crust of the MOR and SSZ type, corresponding to the early stages of the opening of the Paleoasian Ocean. The younger ages of ~ 700 and 370 Ma obtained for the metagabbroids probably correspond to the age of metamorphic and metasomatic transformations of mafic rocks. The isotopic signatures of Sr and Nd, also behaviour of some elements, such as Th, Nb, La, Ce, demonstrate a contamination of the depleted source by crustal material, or indicate the participation of a subduction component in the formation of studied ophiolites.

Keywords: ophiolite association, geochemistry, Nd and Rb isotopes, petrogenesis, Kuznetsk Alatau

Source of financing: Isotopic-geochronological study was supported by the Tomsk State University Development Program (Priority 2030, 2.0.7.25 IG). The research was carried out within the framework of the State assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project No. FSWM-2025-0015).

For citation: Dugarova N.A., Gertner I. F., Krasnova T.S. (2025) Isotopic-geochemical heterogeneity of rocks of the ophiolite association from the northern slope of Kuznetsk Alatau. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 52–68. doi: 10.17223/25421379/37/4

Введение

Ультрамафит-мафитовые комплексы в складчатых областях современных континентов образуют протяженные линейные зоны и рассматриваются в качестве сутурных швов между субконтинентальными террейнами [Колман, 1979; Магматические..., 1985, 1988; Nicolas, 1989]. По мнению многих исследователей, в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса такие зоны отвечают обдущированным литосферным фрагментам Палеоазиатского океана [Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Казанский и др., 2003; Добрецов и др., 2005].

Для его геотектонической реконструкции наиболее важными и дискуссионными являются возраст и источники вещества ювенильной земной коры. По результатам палеомагнитных и геохронологических исследований известные офиолитовые ассоциации Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Западного Саяна входят в состав единого островодужного сегмента венд-раннекембрийской коры Палеоазиатского океана [Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов и др., 2005; Metelkin et al., 2011]. Изотопные возрасты были определены по метабазитам (Sm–Nd, минералы и валовые составы) и плагиоориолитам и плагиогранитам (U–Pb, циркон) в интервале 700–540 млн лет [Владимиров и др., 1999; Плотников и др., 2000]. Нами получены новые данные по Sm–Nd и Rb–Sr изотопным анализам породообразующих минералов и валовых составов собственно ультрамафитов и мафитов в одном из эта-

лонных фрагментов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау в районе гор Северной, Зеленой, Бархатной и Семеновского массива. Также в настоящей работе обобщены новые и уже опубликованные геохимические данные по изучаемым породам. Результаты исследований позволяют оценить и уточнить возраст формирования и источники вещества фрагментов океанической коры на примере офиолитов северного склона Кузнецкого Алатау.

Геологическое строение

Алтае-Саянская складчатая область является южным обрамлением более древней Сибирской платформы и входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1, а). Алтае-Саянская складчатая область включает складчатые сооружения различного геологического возраста: байкальские, каледонские, герцинские и киммерийские [Кузнецов, 1954; Мусатов, Тарков, 1959]. Кузнецкий Алатау, являясь одной из древних структур региона, рассматривается в качестве каледонской коллизионной системы и состоит из следующих 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 [Алабин, 1983; Берзин, Кунгурцев, 1996; Краснова и др., 2001; Гринев, 2007].

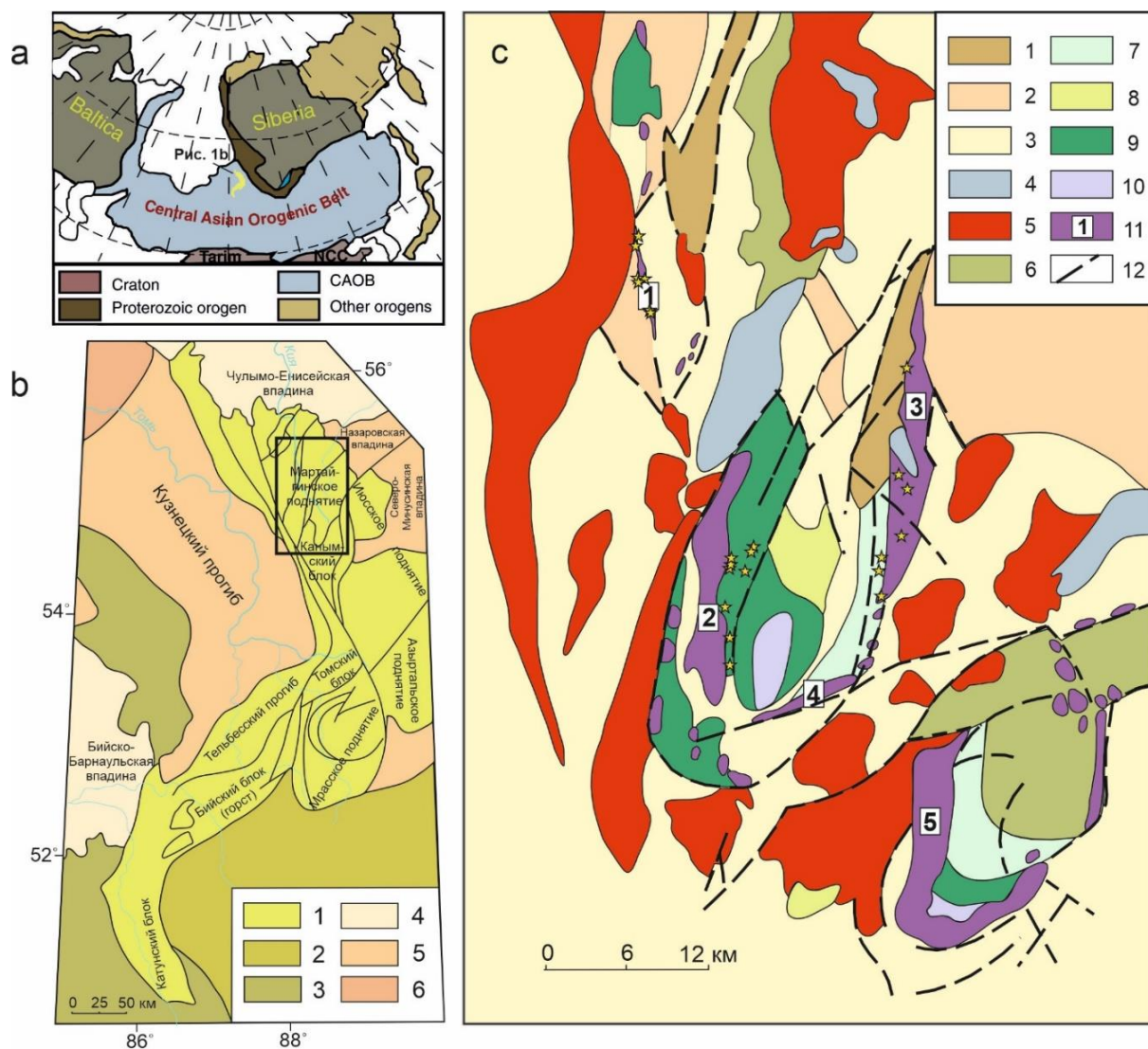


**Рис. 1. а – расположение Центрально-Азиатского складчатого пояса [Xiao and Santosh, 2014];
 б – геолого-структурная схема Кузнецкого Алатау (составлена по [Шокальский и др., 2000]);
 с – схема внутреннего строения офиолитовых парагенезов северо-восточного склона Кузнецкого Алатау
 (составлена по [Коновалова, Прусевич, 1977; Краснова, 2005])**

б – 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; с – структурно-вещественные комплексы обрамления: 1 – субконтинентальные вулканогенно-терригенные отложения (D); 2 – островодужные карбонатно-вулканогенные отложения E_1 – E_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. Заячий, 5 – Среднетерсинский); 12 – тектонические нарушения. Звездами обозначены места отбора образцов

**Fig. 1. a – Location of the Central Asian Orogenic Belt after [Xiao and Santosh, 2014];
 б – Geological-structural scheme of the Kuznetsk Alatau ridge (according to [Shokal'skii et al., 2000]);
 с – Scheme of the internal structure of ophiolite parageneses from NE slope of the Kuznetsk Alatau ridge
 (according to [Konovalova, Prusevich, 1977; Krasnova, 2005])**

б – 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; с – Structural-compositional complexes of framing: 1 – subcontinental volcanic-terrigenous formation (D); 2 – carbonate-volcanic formation of island arc units (E_1 – E_2); 3 – carbonate and terrigenous formations of suboceanic units (R– E_1). Intrusive massifs: 4 – subalkaline gabbroic intrusions; 5 – granitic intrusions. Ophiolitic units: 6 – basaltic; 7 – doleritic; 8 – gabbro-dioritic; 9 – gabbroic; 10 – gabbro-pyroxenites; 11 – ultramafic massifs (1 – Semenovskiy, 2 – Severnaya and Zelenaya, 3 – Barkhatny, 4 – Zayach'ya, 5 – Srednetersinsky); 12 – faults. The sample locations are marked with asterisks

В структурном плане Кузнецкий Алатау характеризуется достаточно выраженным коленообразным изгибом, имея на юге север-северо-восточное, а на севере – северо-западное простирание (рис. 1, *b*). Блоковое строение региона выражается в обособлении большого количества структурно-формационных зон и подзон, а также в развитии тектонических нарушений северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания [Пинус и др., 1958; Коновалова, Прусевиц, 1977; Добрецов, Буслов, 2007]. Тектогенез сопровождался активной магматической деятельностью с образованием комплексов повышенной щелочности [Гринев, 1990; Берзин, Кунгурцев, 1996; Войтенко 2007; Мустафасев, 2022] и воздействием мантийных плюмов [Врублевский, Гертнер, 202; Врублевский, 2022].

Фрагменты субокеанической коры сложены типичным для офиолитового разреза набором петрографических разновидностей и локализованы в осевой части Кузнецкого Алатау [Монич, 1941; Коновалова, Прусевиц, 1977; Гончаренко, 1982; Уткин, 1990; Симонов, 1993; Ступаков, Симонов, 1997; Симонов и др., 1999; Краснова и др., 2001; Симонов, 2024]. В состав офиолитов входят бархатный дунит-гарцбургитовый комплекс, ультрамафит-мафитовые массивы московского и усинского габброидных комплексов, габбро-диорит-долеритовые интрузивы кундусульского «дайкового» комплекса, эффузивы и осадки усть-анзасской и колтасской свит [Шокальский и др., 2000]. В регионе выделяются два возрастных уровня офиолитогенеза – позднерифейско-ранневендский и поздневендско-раннекембрийский [Плотников и др., 2000]. К последнему относятся ультрамафит-мафитовые парагенезы Среднетерсинского массива, гор Северной, Зеленой и Бархатной. Степень их тектонической переработки закономерно увеличивается в направлении с юго-востока на северо-запад (рис. 1, *c*) [Краснова, 2005].

Офиолитовая ассоциация гор Северная, Зеленая и Бархатная на северном склоне Кузнецкого Алатау имеет полукольцевое зональное строение, которое обусловлено многостадийными процессами эксгумации и тектоническими движениями надвигового, взбросового и сдвигового типов. Наиболее крупные фрагменты дунит-гарцбургитового комплекса слагают краевые ветви, а внутренняя часть выполнена породами основного состава [Коновалова, Прусевиц, 1977; Краснова, 2005]. Замковая часть ассоциации представляет собой зону серпентинитового меланжа (г. Заячья), включающую отдельные блоки гарцбургитов и габброидов (рис. 1, *c*). По петрографическому составу ультрамафитовые породы представлены дунитами, гарцбургитами, их серпентинизированными разновидностями, а также хромититами. Они приурочены к осевой части массивов и прослеживаются вдоль

удлинения. Вдоль контактов массивов и рассекающих их тектонических нарушений породы интенсивно подвержены метасоматической переработке, наиболее распространенные из них серпентинизация, карбонатизация, оталькование и лиственитизация. Практически все породы обнаруживают признаки пластического течения и рекристаллизации, что указывает на их принадлежность к метаморфическому комплексу офиолитов [Колман, 1979; Гончаренко, 1989; Краснова, 2005]. Основные породы представлены широким спектром – от габбро-перидотитов и пироксенитов до лейкогабброидов и диоритов. Характерной чертой этих пород является наличие признаков наложенных метаморфических изменений в два этапа. Первый соответствует прогрессивному пику $T = 500\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ 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]. Наиболее крупнозернистые разновидности наблюдаются на восточном склоне гор Северная и Зеленая и представлены габброидами разной меланократовости с признаками дифференциации и полосчатых текстур. Гипабиссальные образования здесь имеют подчиненное распространение, локализуясь преимущественно среди габброидов и терригенно-карбонатных отложений. На западном склоне г. Бархатной преобладают разности гипабиссального облика, представленные достаточно однородными мелко- и среднезернистыми габбро, габбро-диабазами, пронизанными многочисленными дайковыми и жильными телами микрогаббро, микрогаббродиоритов и реже дацитовых порфиров [Краснова, 2005].

Семеновский массив входит в состав Кундустуюль-Семеновской мафит-ультрамафитовой ассоциации, которая выделена на основе тесной пространственной связи и взаимопереходов ультраосновных и габбровых пород, их довольно близкого состава и текстурно-структурных особенностей [Коновалова, Прусевиц, 1977]. В массивах этой зоны помимо Семеновского массива выделяются кундустуюльские тела пироксенитов и серпентинитов, берчикульские тела перидотитов и большое количество жил и линз серпентинитов. Семеновский массив расположен на водоразделе рек Талановой и Горелой (рис. 1, *c*). Дайко- и линзообразные тела перидотитов и серпентинитов вытянуты в субмеридиональном направлении и прослеживаются в виде цепочки. Они локализируются вдоль тектонического контакта, проходящего между породами нижнекембрийского и протерозойского возраста. В сочетании с ультрамафитами находятся мелкие тела метагабброидов, диоритов, диорит-диабазов и альбититов [Коновалова, Прусевиц, 1977], которые наиболее интенсивно подвержены тектонической переработке и вторичному изменению.

Методы исследования

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). Исследования выполнены на оборудовании Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета.

Изотопный состав Sm-Nd и Rb-Sr изучен по стандартной методике [Баянова, 2004] на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 (RPQ) и МИ-1201-Т в Геологическом институте КНИЦ РАН, г. Апатиты. Величина эпсилон (ϵ) и первичные изотопные отношения неодима и стронция рассчитаны по современным параметрам модельных резервуаров CHUR ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$) и UR ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,0816$). Модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ рассчитан с учетом современного состава деплетированной мантии: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51315$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2137$ [Фоп, 1989]. Вычисление и построение параметров изохрон проводилось с помощью программного комплекса ISOPLOT/Ex [Ludwig, 2008].

Результаты исследований и обсуждение

Вещественный состав пород. По особенностям вещественного состава ультрамафиты и мафиты подразделяются на две петрогенетические ассоциации: дунит-гарцбургитовая реститового происхождения и магматогенная, сформировавшаяся в процессе внутрикамерной дифференциации (ультрамафиты $\rightarrow$ пироксениты $\rightarrow$ габброиды) [Краснова, 2005]. Для геохимических и изотопно-геохронологических исследований были отобраны образцы как ультрамафитов, так и мафитов гор Северная и Зеленая, Бархатного и Семеновского массивов.

Дунит-гарцбургитовая ассоциация является наибольшей по объему и объединяет низкокремнистые низкожелезистые высокомагнезиальные ультрамафиты. Гарцбургиты представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми породами с содержанием оливина от 65 до 90 % и ортопироксена от 10 до 30 %. В незначительном количестве (до 3–5 %) постоянно присутствует хромшпинелид. Дуниты массивные мелко- или среднезернистые, состоящие из оливина на 95–98 %. Их структура весьма разнообразная – от панидиоморфнозернистой до гетерогранобластической. Отмечаются единичные зерна ортопироксена и хромшпинелиды до 4–5 %.

Кумулятивные ультрамафиты представлены перидотитом, верлитом и плагиовестеритом [Краснова, 2005]. В перидотитах отмечается равное содержание оливина и ортопироксена, они наиболее широко распространены в пределах массива гор Северная и Зеленая. Верлит-пироксениты характеризуются относительно высоким содержанием $\text{SiO}_2 = 45\text{--}55$ %, обогащены кальцием ($\text{CaO} = 8\text{--}14$ %) и глиноземом ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 3\text{--}6$ %) и содержат заметное присутствие плагиоклаза и диопсида. Эти породы отмечаются среди габброидов, но тяготеют к экзоконтактам ультрамафитовых массивов.

Для габброидов характерна массивная текстура и габбровая, офитовая, порфириовидная структуры. Основными минералами являются плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка и оливин. Степень и характер вторичных преобразований в образцах разные. Иногда в связи с метаморфизмом установление первичных структурных особенностей затруднительно. В амфиболитизированных разностях отмечаются полосчатые, гнейсовидные текстуры и наблюдаются отдельные зерна амфибола с зональным строением [Дугарова и др., 2017]. Мафиты умеренно и высокотитанистые низкомагнезиальные и распространены в верхних частях габброидного разреза и в составе комплекса параллельных даек [Коновалова, Прусевич, 1977; Краснова, 2005]. Породы с повышенной кремнекислотностью имеют локальное распространение на восточных склонах гор Северная и Зеленая. Они образуют небольшие обособления среди амфиболитизированных габброидов и рассматриваются в качестве конечных дифференциатов базитовых комплексов. По петрохимическим особенностям среди магматических производных офиолитового комплекса гор Северная, Зеленая и Бархатная и Семеновского массива устанавливаются продукты как океанических толентовых (MORB), так и островодужных (типа BABB) серий [Дугарова и др., 2023].

Распределение редкоземельных и рассеянных элементов в породах исследуемой офиолитовой ассоциации имеет следующие характеристики (табл. 1). В реститовых ультрамафитах спектры распределения РЗЭ характеризуются обогащением легкими лантаноидами и обеднением тяжелыми (рис. 2). Такая резкая дифференциация ($\text{La}/\text{Sm}_n = 1,3\text{--}7,8$; $\text{La}/\text{Yb}_n = 2,1\text{--}28,2$) свойственна реститовым ультрамафитам, которые формировались в обстановках вулканических островных дуг и задуговых бассейнов [Melcher et al., 2002].

Обогащение легкими РЗЭ, скорее всего, является следствием метасоматической проработки литосферной мантии над зоной субдукции в результате привноса воды и других летучих компонентов из подстилающих метаморфизованных блоков океанической

коры. А заметное обеднение тяжелыми РЗЭ, вероятно, обусловлено самим характером плавления ранее деплетированного мантийного субстрата [Шинкарев, Иванников, 1983; Rollinson, 1994].

В перидотитах, плагиовестеритах и верлитах, входящих в состав кумулятивного комплекса, кон-

центрации РЗЭ более значительны. В целом при общем положительном наклоне вариационных трендов, по степени фракционирования РЗЭ кумулятивные ультрамафиты ($La/Sm_n = 3-5,1$; $La/Yb_n = 3,5-7,1$) сопоставимы с деплетированными мантийными гипербазитами.

Таблица 1

Химический состав представительных проб пород офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау

Table 1

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

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	
SiO ₂	50,7	50,41	44,96	–	–	41,63	62,12	50,72	48,45	38,11	55,25	49,96	–	40,1	47,95	49,25	40,52	51,2	52,65	
TiO ₂	1,72	1,69	1,37	–	–	0,03	0,48	0,64	2,17	2,1	0,7	0,16	–	0,03	1,18	0,72	1,63	1,03	0,96	
Al ₂ O ₃	14,78	15,87	16,35	–	–	1,61	16,04	17,72	12,12	16,04	16,7	4,43	–	0,46	14,83	14,80	12,84	10,46	11,47	
FeO	11,86	11,74	–	–	–	–	3,09	8,07	11,78	16,81	7,69	10,74	–	–	–	н.о.	н.о.	–	–	
Fe ₂ O ₃	1,85	1,65	11,74	–	–	9,07	1,48	1,94	2,71	1,92	1,46	1,64	–	7,56	11,19	13,86	17,11	14,67	15,69	
MnO	0,1	0,21	0,21	–	–	0,13	0,08	0,15	0,24	0,2	0,17	0,15	–	0,12	0,18	0,22	0,29	0,24	0,25	
MgO	5,5	5,25	7,61	–	–	40,55	3,06	5,2	5,93	7,56	5,04	19,14	–	42,37	8,95	8,18	9,08	5,91	6,27	
CaO	9,14	9,35	9,46	–	–	0,65	6,06	9,4	10,57	9,95	6,77	9,15	–	0,12	10,02	5,23	14,29	7,43	5,04	
Na ₂ O	4,11	3,25	4,23	–	–	0,34	4,47	3,71	2,54	1,06	3,6	0,19	–	0,34	2,19	3,95	0,73	4,75	4,48	
K ₂ O	0,2	0,52	0,91	–	–	0,1	1,16	0,34	0,31	0,27	0,28	0,05	–	0,06	0,78	0,45	0,66	0,37	0,42	
P ₂ O ₅	–	–	0,18	–	–	0,03	0,16	0,16	0,19	0,08	0,22	0,05	–	0,03	0,23	0,19	0,24	0,12	0,16	
SO ₃	–	–	–	–	–	–	<0,1	0,13	0,65	1,77	<0,1	0	–	–	–	н.о.	н.о.	–	–	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	н.о.	н.о.	–	–	
NiO	0,01	0,01	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	н.о.	н.о.	–	–	
Ппп	–	–	2,63	–	–	6,16	1,08	0,84	1,2	4,51	1,7	3,04	–	–	2,72	3,53	2,97	4,05	2,85	
Сумма	99,99	99,99	99,7	–	–	100,3	99,28	99,02	98,86	100,38	99,58	98,7	–	–	100,2	100,39	100,36	100,22	100,25	
Ti	10028	8842,4	7608,5	300,2	102,5	35,12	7671,5	7432,4	127128	15255,1	4424,2	1198,3	8330,9	–	7212,5	6508,6	103638	9455,1	94889	
Rb	1,32	8,68	8,21	1,81	0,31	1,01	9,27	15,56	3,01	2,031	3,41	1,27	6,57	–	9,94	3,30	7,27	4,31	6,48	
Sr	165,37	175,82	781,02	29,80	17,56	7,51	551,83	355,73	168,48	235,62	546,88	78,65	992,65	–	401,05	172,57	1818,21	125,86	115,37	
Y	44,58	29,91	21,65	2,59	0,24	0,19	10,03	27,48	43,52	2,72	12,56	2,17	28,51	–	20,13	21,95	39,14	36,36	39,16	
Zr	86,96	98,92	125,83	15,55	2,59	1,20	91,4	72,72	100,74	5,03	69,06	10,84	40,8	–	86,69	69,24	76,13	86,46	104,11	
Nb	1,68	2,39	11,05	2,65	0,46	1,98	9,82	1,37	3,67	0,32	4,78	0,67	2,38	–	5,16	1,73	2,55	1,91	2,34	
Cs	0,08	0,24	0,18	0,20	0,01	0,05	0,18	0,82	0,09	0,05	0,23	0,14	0,13	–	0,16	0,05	0,14	0,30	0,30	
Ba	59,66	113,8	350,75	14,49	8,63	6,98	181,2	158,4	32,27	41,91	239,3	26,91	457,6	–	163	128,13	310,96	110,50	146,78	
La	4,76	6,37	19,77	1,97	0,90	0,43	66,63	4,9	5,13	0,84	14,75	2,01	24,19	–	10	5,76	4,54	3,05	4,65	
Ce	14,68	18,05	42,66	3,04	1,35	0,90	92,42	14,51	15,41	2,18	25,22	3,83	51,69	–	24,46	15,92	13,22	9,85	14,21	
Pr	2,72	2,88	5,18	0,30	0,15	0,10	8,88	2,15	2,65	0,34	3,25	0,44	7,86	–	3,3	2,35	2,22	1,67	2,19	
Nd	13,46	14,58	21,49	1,07	0,44	0,35	29,27	10,69	14,26	1,96	10,47	1,82	35,96	–	15,04	11,63	12,00	9,34	11,40	
Sm	3,66	4,38	4,59	0,25	0,08	0,05	4,04	3,34	4,89	0,58	1,87	0,42	7,87	–	3,85	3,40	4,30	3,58	4,10	
Eu	1,63	1,48	1,57	0,09	0,03	0,01	1,2	1,26	1,71	0,37	0,96	0,15	2,7	–	1,29	1,27	1,26	1,27	1,32	
Gd	4,98	4,87	4,58	0,30	0,07	0,04	3,62	3,92	6,17	0,66	2,11	0,44	6,44	–	3,96	3,75	5,53	4,76	5,26	
Tb	0,82	0,85	0,72	0,06	0,01	0,01	0,45	0,65	1,14	0,10	0,28	0,07	1,01	–	0,63	0,64	1,06	0,93	1,02	
Dy	6,65	5,45	4,43	0,40	0,03	0,03	2,31	3,91	7,78	0,62	1,85	0,39	5,18	–	3,95	4,22	7,27	6,54	7,06	

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
Ho	1,3	1,19	0,92	0,09	0,01	0,01	0,42	1,02	1,76	0,13	0,34	0,09	1,1	–	0,82	0,91	1,64	1,50	1,62
Er	3,5	3,33	2,57	0,28	0,03	0,02	1,13	2,75	4,99	0,32	0,97	0,24	2,5	–	2,23	2,51	4,60	4,28	4,67
Tm	0,64	0,5	0,38	0,05	0,00	0,00	0,15	0,36	0,74	0,04	0,16	0,03	0,37	–	0,33	0,38	0,70	0,67	0,72
Yb	3,29	3,13	2,40	0,27	0,02	0,02	0,91	2,7	4,76	0,25	0,84	0,2	2,45	–	2,01	2,40	4,29	4,21	4,59
Lu	0,5	0,48	0,37	0,04	0,00	0,01	0,13	0,4	0,71	0,04	0,13	0,03	0,35	–	0,3	0,35	0,63	0,64	0,70
Hf	2,87	2,67	2,77	0,23	0,05	0,03	2,22	1,78	2,84	0,22	1,84	0,27	1,4	–	2,16	1,95	2,64	2,53	2,98
Ta	0,13	0,27	0,63	0,08	0,02	0,06	0,47	0,07	0,23	0,11	0,21	0,07	0,13	–	0,34	0,12	0,19	0,14	0,18
Th	0,38	0,57	3,27	0,15	0,09	0,17	10,91	0,51	0,29	0,02	1,03	0,22	1,18	–	1,15	0,43	0,28	0,24	0,62
U	0,29	0,4	1,72	0,16	0,02	0,04	0,76	0,32	0,11	0,004	0,43	0,07	0,6	–	0,57	0,22	0,23	0,39	0,20
(La/Sm) n	0,84	0,94	2,78	5,12	2,27	5,55	10,65	0,95	0,68	0,93	5,09	3,08	1,98	–	1,68	0,81	0,59	0,55	0,73
(La/Yb) n	1,04	1,46	5,92	5,19	0,80	14,69	52,35	1,3	0,77	2,37	12,64	7,14	7,1	–	3,57	7,94	15,56	0,52	0,73

Примечание. 1–3, 8–10, 15, 16 – метагаббро; 4 – метаверлит; 5 – дунит; 6, 14 – перидотит; 7, 11 – габбродиорит; 12 – плагиовестерит; 13 – габбро; 17–19 – метадолерит. Оксиды даны в мас. %, элементы-примеси – в г/т.

Note. 1–3, 8–10, 15, 16 – metagabbro; 4 – metawehrlite; 5 – dunite; 6, 14 – peridotite; 7, 11 – gabbrodiorite; 12 – plagiowebsterite; 13 – gabbro; 17–19 – metadolerite. Oxides are given in wt. %, trace elements in ppm.

Поведение РЗЭ в мафитовой части офиолитового разреза имеет несколько особенностей (рис. 2). Для пород Семеновского массива и гор Северная и Зеленая несмотря на слабое обогащение данными элементами относительно базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB), характерны близкие спектры распределения с типичным обеднением легкими РЗЭ: $\text{La/Sm}_n = 0,55\text{--}0,73$; $\text{La/Yb}_n = 0,52\text{--}0,77$.

Для отдельных пород гор Северная и Зеленая, Бархатного и Семеновского массивов фракционирование лантаноидов проявлено слабо ($\text{La/Sm}_n = 0,84\text{--}1,09$; $\text{La/Yb}_n = 1,04\text{--}1,72$). Эти породы вполне могут быть сопоставимы также с базальтами MOR-типа. В некоторых мафитовых породах фракционирование лантаноидов более резкое с $\text{La/Sm}_n = 1,68\text{--}2,78$ и $\text{La/Yb}_n = 3,56\text{--}7,10$. Среди них присутствуют как породы, максимально приближенные к продуктам E-MORB, так и тяготеющие к образованиям островодужных систем с положительной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 1,12$). Для габбродиоритов гор Северная и Зеленая характерна достаточно резкая дифференциация редкоземельных элементов $\text{La/Sm}_n = 5,09\text{--}10,65$ и $\text{La/Yb}_n = 12,64\text{--}52,35$ и отмечается дефицит концентраций тяжелых лантаноидов, что, вероятно, отражает процессы внутрикамерной дифференциации габброидов.

В целом для пород характерна общая тенденция роста содержания лантаноидов вверх по разрезу океанической коры, как и для большинства офиолитов, в том числе и для фрагментов MOR-типа [Магматические..., 1985].

Наиболее выразительной особенностью для всех пород на мультиэлементных диаграммах (рис. 2) является избирательное обогащение определенным

набором элементов (Cs, Ba, Sr, ± Sm) и отсутствие повышенных концентраций других элементов (Rb, Ta, Nb, Hf, Zr). Эту особенность можно объяснить изменением состава вещества мантийного источника островодужной базальтовой магмы за счет привноса «субдукционной компоненты», т.е. водных и кремнеземистых флюидов, выделяющихся из нижележащей зоны субдукции [Пирс и др., 1987].

В целом по уровню концентрации большинства компонентов исследуемые мафитовые породы превосходят базальты срединно-океанических хребтов, что указывает на вероятный задуговый режим их формирования. Это также подтверждается на дискриминационных диаграммах для определения геодинамических обстановок [Дугарова и др., 2023]. На диаграмме Nb/Yb – Th/Yb [Pearce, 2008] исследуемые породы 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 (см. рис. 3, a). Для оценки степени субдукционного влияния была использована диаграмма Ti – V [Shervais, 1982] (рис. 3, b). Исследуемые породы показывают широкий разброс соотношений Ti/V от <10 до 50, 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 эти диаграммы вынесены поля базальтов BABB по [Li et al., 2015], где использовались данные по базальтам бассейнов Лау и Вудларк, а также Окинавского и Южно-Фиджийского задуговых бассейнов.

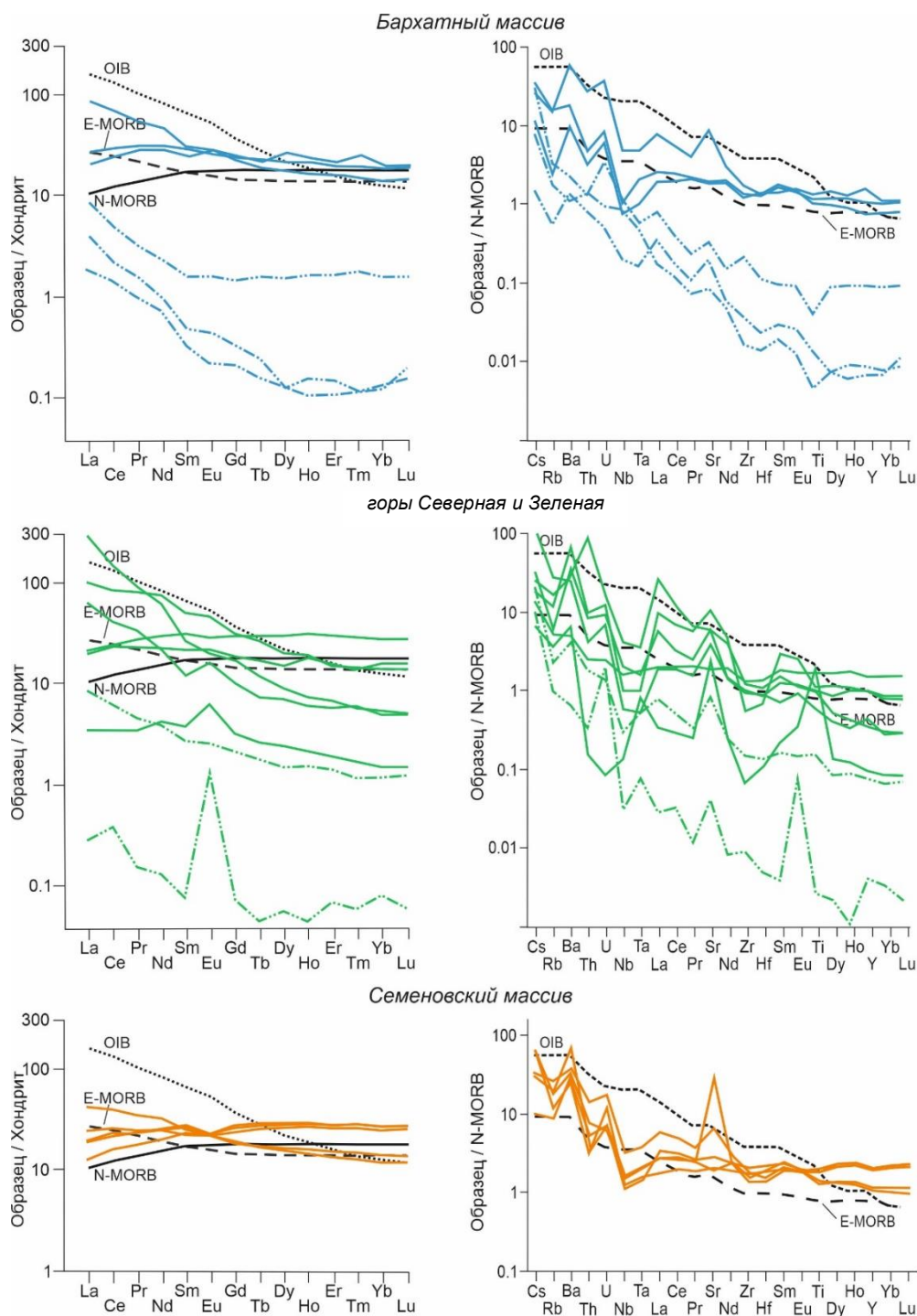


Рис. 2. Нормированные по хондриту (C_1) и N-MORB-базальтам [Sun, McDonough, 1989] спектры распределения редкоземельных и редких элементов в породах офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау Пунктирной линией обозначены ультрамафитовые породы, сплошной – мафитовые породы. Для сравнения показаны средние составы нормальных и обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB и E-MORB) и базальтов океанических островов (OIB) по [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 2. Chondrite-normalized (C_1) REE patterns and N-MORB-normalized multi-element patterns of the Kuznetsk Alatau for rocks of the ophiolite association of the Kuznetsk Alatau after [Sun, McDonough, 1989]

The dotted line indicates ultramafic rocks, the solid line indicates mafic rocks. 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]

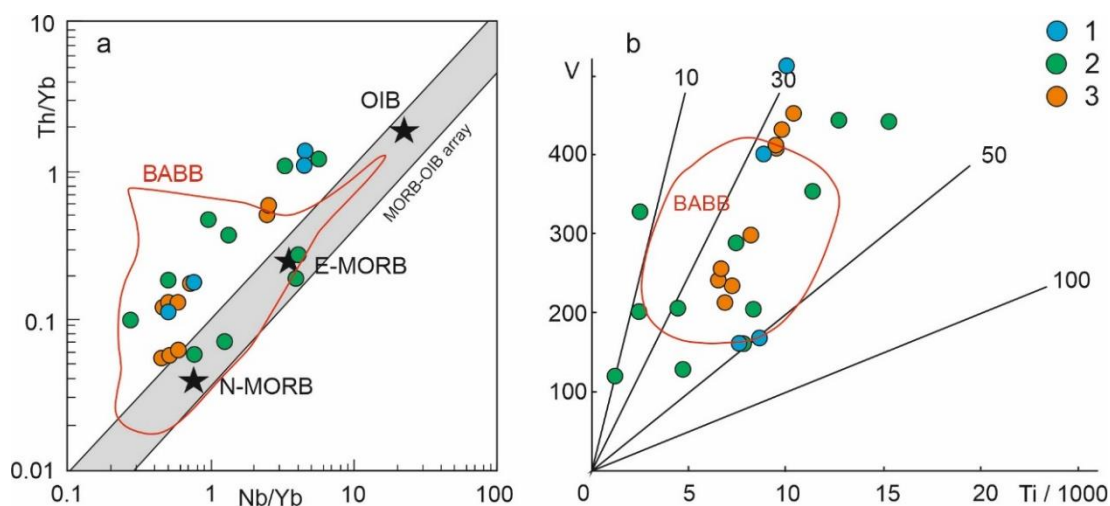


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы

a – Th/Yb – Nb/Yb [Pearce, 2008]: BABB – базальты задговых бассейнов; b – V – Ti/1000 [Shervais, 1982]: 10–20 – островодужные толеиты (IAT); 20–50 – базальты срединно-океанических хребтов (MORB), 10–50 – базальты задговых бассейнов (BABB). 1 – Бархатный массив, 2 – горы Северная и Зеленая, 3 – Семеновский массив

Fig. 3. 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. 1 – Barkhatny massif, 2 – Severnaya and Zelenaya mountains, 3 – Semenovskiy massif

Таблица 2

Изотопный Sm-Nd состав пород офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау

Table 2

Sm-Nd isotopic composition of rocks of the ophiolite association of the Kuznetsk Alatau

Образец, порода	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$
Бархатный массив							
Бх-34/16 (WR), дунит	0,032	0,126	0,15254	0,512842	0,511891	9,4	768
Бх-34/19 (WR), хр. дунит	0,080	0,480	0,09940	0,512514	0,511894	9,4	848
Бх-5/5 (WR), гарцбургит	0,048	0,196	0,148408	$0,512837 \pm 36$	0,511902	9,8	731
Бх-78/6 (WR), гарцбургит	0,030	0,130	0,1290	0,512709	0,511896	9,7	794
Бх-91/4* (WR), метаверлит	0,283	1,047	0,16334	0,512818	0,511799	7,6	1004
Бх-91/4 (WR), метаверлит	0,400	1,610	0,15120	0,512761	0,511818	8,0	948
Бх-6/1 (WR), метагаббро	4,850	23,732	0,12353	0,512581	0,511811	7,8	962
Бх-1/3 (WR), метагаббро	4,090	12,600	0,19632	$0,513076 \pm 9$	0,511852	8,6	650
Бх-1/3 (Amp), Метагаббро	3,750	11,080	0,20437	$0,513095 \pm 6$	0,511820	8,0	899
Бх-1/3 (Pl), метагаббро	2,540	8,480	0,18082	$0,512974 \pm 6$	0,511846	8,5	816
Бх-22/3 (WR), метагаббро	5,182	25,254	0,12404	$0,512739 \pm 8$	0,511965	10,8	699
горы Северная и Зеленая							
Зс-27/9 (WR), перидотит	0,079	0,253	0,18930	$0,512574 \pm 63$	0,511393	-0,3	3568
Зс-27/9* (WR), перидотит	0,015	0,042	0,21314	$0,513005 \pm 363$	0,511676	5,2	
Зс-26/10 (WR), пл-вебстерит	0,235	0,964	0,14736	0,512139	0,511220	-3,7	2313
Зс-26/10* (WR), пл-вебстерит	0,248	0,936	0,16030	0,512159	0,511159	-4,9	2812
Зс-2/6 (WR), габбродиорит	5,112	15,051	0,20528	0,513086	0,511806	7,7	1158
Зс-23/4 (WR), метагаббро	4,373	14,747	0,17923	$0,512958 \pm 13$	0,511840	8,4	849
Зс-23/4* (WR), метагаббро	4,910	14,800	0,18250	0,512955	0,511817	7,9	953
Зс-23/12 (WR), метагаббро	4,902	14,470	0,20478	$0,513077 \pm 6$	0,511799	7,6	1246
Зс-26/5 (WR), метагаббро	0,657	2,286	0,17371	0,512019	0,510936	-9,3	
Зс-26/9 (WR), габбродиорит	1,965	10,449	0,11367	0,511622	0,510913	-9,7	2318
Семеновский массив							
См-3/46 (WR), метагаббро	4,080	15,490	0,15920	$0,512843 \pm 5$	0,511850	8,6	859
См-010/11 (WR), метадолерит	5,116	11,778	0,26254	$0,513097 \pm 10$	0,511460	0,9	
См-08/97 (WR), метагаббро	4,100	12,002	0,20650	$0,512946 \pm 14$	0,511658	4,8	
См-010/38 (WR), метадолерит	4,072	10,665	0,230769	$0,513144 \pm 10$	0,511705	5,8	
См-9/5 (WR), диорит	0,506	1,708	0,179056	$0,513011 \pm 54$	0,511894	9,5	612

Примечание. WR – валовый состав породы, Amp – амфибол, Pl – плагиоклаз, хр. дунит – хромитовый дунит. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$ и $\epsilon\text{Nd}(T)$ пересчитаны на 950 млн лет.

Note. WR – whole-rock composition, Amp – amphibole, Pl – plagioclase, chromite dunite. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$ and $\epsilon\text{Nd}(T)$ are calculated for the age of 950 Ma.

Таблица 3

Изотопный Rb-Sr состав пород офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау

Table 3

Rb-Sr isotopic composition of rocks of the ophiolite association of the Kuznetsk Alatau

Образец, порода	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$
Бархатный массив						
Бх-34/16 (WR), дунит	0,41	7,3	0,164699	$0,70789 \pm 18$	0,705652	32,1
Бх-34/19 (WR), хр. дунит	0,44	4,8	0,271181	$0,71185 \pm 19$	0,708165	67,9
Бх-91/4 (WR), метаверлит	1,64	41	0,115762	$0,70715 \pm 16$	0,705577	31,1
Бх-6/1 (WR), метагаббро	10,83	200,7	0,156168	$0,70439 \pm 7$	0,702268	-16,0
Бх-1/3 (WR), метагаббро	1,84	120,5	0,044179	$0,70432 \pm 1$	0,703720	4,7
гг, Северная-Зеленая						
ЗС-27/9 (WR), перидотит	22,48	312,7	0,208074	$0,70664 \pm 9$	0,703812	6,0
ЗС-26/10 (WR), плагиовестерит	1,06	21,2	0,144959	$0,70770 \pm 19$	0,705730	33,3
ЗС-2/6 (WR), габбродиорит	15,41	688,6	0,064742	$0,70514 \pm 11$	0,704260	12,4
ЗС-26/5 (WR), метагаббро	3,62	327,9	0,031997	$0,70717 \pm 10$	0,706735	47,5
ЗС-26/9 (WR), габбродиорит	3,62	500,2	0,020959	$0,70676 \pm 9$	0,706475	43,8
Семеновский массив						
См-3/46 (WR), метагаббро	10,03	459,6	0,061572	$0,70443 \pm 22$	0,703593	2,9
См-010/11 (WR), метадолерит	7,23	1939,5	0,010518	$0,70706 \pm 21$	0,706917	50,1
См-08/97 (WR), метагаббро	3,32	181,4	0,051638	$0,70502 \pm 15$	0,704318	13,2
См-010/38 (WR), метадолерит	4,25	126,2	0,095015	$0,70736 \pm 20$	0,706069	38,1
См-9/5 (WR), диорит	1,3	138,2	0,026540	$0,70442 \pm 19$	0,704059	9,5

Примечание. WR – валовый состав породы, хр. дунит – хромитовый дунит. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ и $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ пересчитаны на 950 млн лет.

Note. WR – whole-rock composition, chromite dunite. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ and $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ are calculated for the age of 950 Ma.

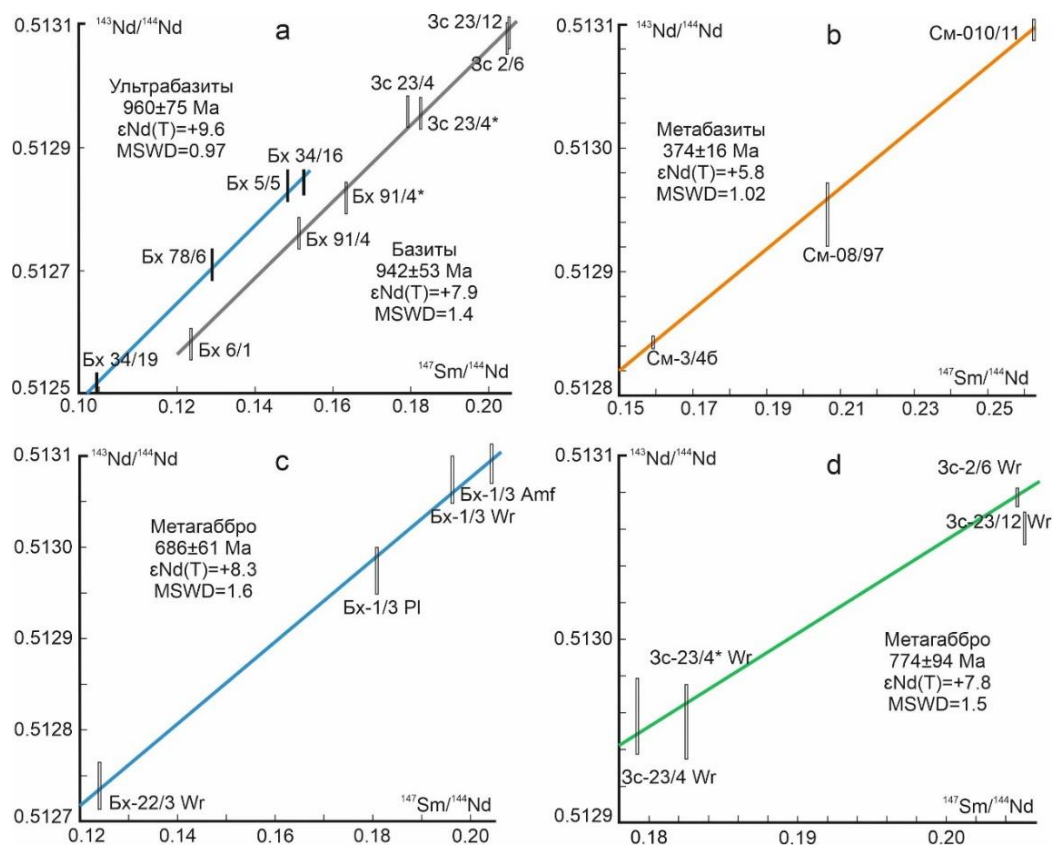


Рис. 4. Sm-Nd изохроны для пород офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау

Номера образцов и сокращения см. в табл. 2

Fig. 4. Sm-Nd isochrones for rocks of the ophiolite association of the Kuznetsk Alatau

Sample numbers and abbreviations see in Table 2

Sm-Nd и Rb-Sr изотопный анализ. Данные по изотопам Sr и Nd для пород офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау приведены в табл. 2 и 3. Sm-Nd изохрона, построенная по валовым составам пяти образцов метагабброидов и двум образцам верлитов, соответствует возрасту 942 ± 53 млн лет, модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ варьируют от 849,2 до 1245,5 млн лет. Ультрамафиты (дуниты, гарцбургиты) горы Бархатной образуют изохрону с близким возрастом 960 ± 75 млн лет (см. рис. 4, а), $T_{Nd}(DM) = 731,2\text{--}848,4$ млн лет [Гертнер и др., 2012; Gertner et al., 2013]. Sm-Nd изохрона, построенная по плагиоклазу, амфиболу и валовым составам метагабброидов горы Бархатной, отвечает возрасту 686 ± 61 млн лет, а метабазиты гор Северной и Зеленой образуют изохрону с близким возрастом, но со значительной погрешностью 774 ± 94 млн лет (рис. 4, с, d). Наклон изохроны, полученной по валовым составам трех образцов метагабброидов Семеновского массива, соответствует возрасту 374 ± 16 млн лет (рис. 4, b).

Основываясь на полученных данных возрастов, значения ϵNd и ϵSr были пересчитаны на ~ 950 млн лет (рис. 5). Для пород Бархатного массива все значения ϵNd положительные и варьируют от +7,6 до +10,8, что соответствует параметрам деплетированной мантии типа MOR, но разброс значений ϵSr весьма широк (от -16 до +67,9), что предполагает либо влияние корового материала, либо постмагматические изменения. Мафитовые породы Семеновского массива отличаются более широким диапазоном значений параметров изотопного состава неодима и стронция (ϵNd ($^{143}Nd/^{144}Nd$)_T = 0,511460–0,511894, $\epsilon Nd \sim 0,9\text{--}9,5$ и ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_T = 0,7035–0,7069, $\epsilon Sr \sim 2,9\text{--}50,1$), что также свидетельствует о взаимодействии с материалом коры. Для пород гор Северная и Зеленая ϵNd и ϵSr варьируют от -9,7 до +8,4 и от +2,9 до +50,1 соответственно. Возможной причиной такого разброса изотопных отношений обычно рассматривается контаминация деплетированного источника рециклированным коровым субстратом [Покровский, 2000].

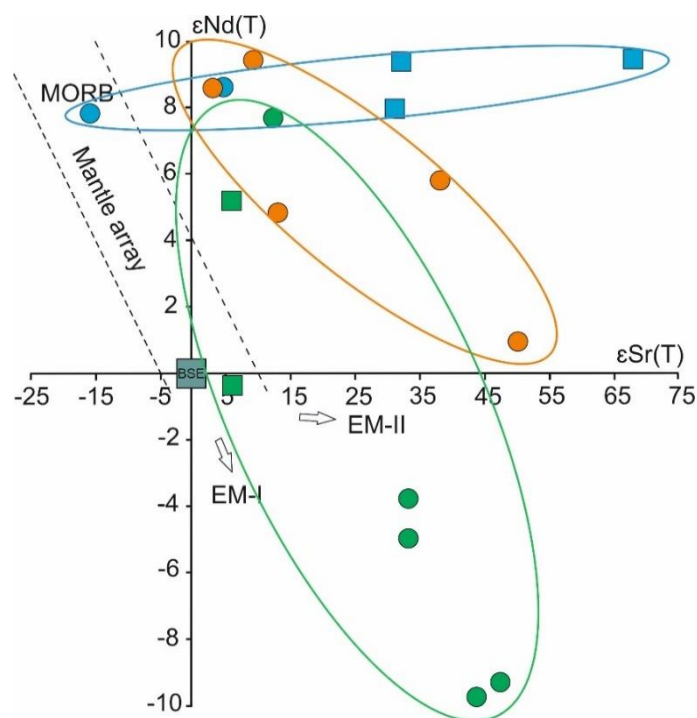


Рис. 5. Диаграмма $\epsilon Nd(T) - \epsilon Sr(T)$

Область Mantle array и положение резервуаров MORB, BSE (валовый состав силикатной Земли), EM I и EM II (два типа обогащенной мантии) показаны в соответствии с их современными изотопными параметрами [Zindler, Hart, 1986]. Синие квадраты – ультрамафиты Бархатного массива, зеленые квадраты – ультрамафиты гор Северная и Зеленая, кружки как на рис. 3

Fig. 5. $\epsilon Nd(T) - \epsilon Sr(T)$ diagram

The Mantle array region and the position of the MORB, BSE (bulk composition of silicate Earth), EM I and EM II reservoirs (two types of enriched mantle) are shown according to their modern isotopic parameters [Zindler, Hart, 1986]. Symbols: blue squares – ultramafic rocks from the Barkhatny massif (Table 1, 2), green squares – ultramafic rocks from the Severnaya and Zelenaya mountains (Table 1, 2), circles – are the same as in Fig. 3

Возраст и источники вещества. Ранее венд-раннекембрийский возраст офиолитов Кузнецкого Алатау был установлен Sm-Nd изохронным методом (валовый состав, амфибол, плагиоклаз) по метабазитам конжинского комплекса 694 ± 43 млн лет и U-Pb изотопным методом по цирконам из плагиориолитов и плагиогранитов колтасского комплекса 544 ± 8 млн лет [Владимиров и др., 1999; Плотноков и др., 2000]. Полученный нами верхнепротерозойский возраст (942 ± 53 и 960 ± 75 млн лет) по ультрамафитам и мафитам гор Бархатной, Северной и Зеленой значительно отличается и позволяет предположить более древний возраст офиолитов севера Кузнецкого Алатау. Этот вывод подтверждается последними полученными данными по U-Pb датированию магматических цирконов из плагиогранитов Гремячинского и гранитов Северо-Гремячинского массивов, которые формировались на рубеже 890–880 млн лет. Гранитоиды имеют секущие взаимоотношения с породами офиолитовой (кундусульской) ассоциации, что указывает на раннепротерозойский возраст [Руднев и др., 2006, 2023].

Изохронные возрасты по метагабброидам (686 ± 61 и 774 ± 94 млн лет) близки возрастам пород конжин-

ского комплекса и, вероятно, связаны с метаморфическими преобразованиями мафитов офиолитовой ассоциации. Наиболее молодой возраст 374 ± 16 млн лет получен по метагабброидам Семеновского массива, которые наиболее интенсивно подверглись вторичному изменению и тектонической переработке.

При диагностике источников вещества важную роль играют соотношения элементов Th-Nb-La(Ce) на диаграмме А.Д. Саундерса [Saunders et al., 1988] (рис. 6, б). Здесь рассматривается смешение нескольких компонентов: 1) деплетированная мантия MOR-типа (DMM); 2) остаточный компонент рециклированной океанической коры (RSC), прошедшей через зону субдукции; 3) субдукционный компонент (SDC), комплементарный RSC. Большая часть точек мафитов располагается в области базальтов задугового бассейна Лай, в том числе обладает повышенными Ce/Nb, Th/Nb и пониженными $(\text{Nb/La})_{\text{PM}}$ соотношениями, указывающими на участие субдукционного компонента или вклад корового материала. Для расплавов, выплавляющихся из надсубдукционной (поддуговой) мантии, т.е. компонента SDC, свойственны также отрицательные Nb-аномалии (см. рис. 2) [Сафонова и др., 2008; Туркина, Ножкин, 2008].

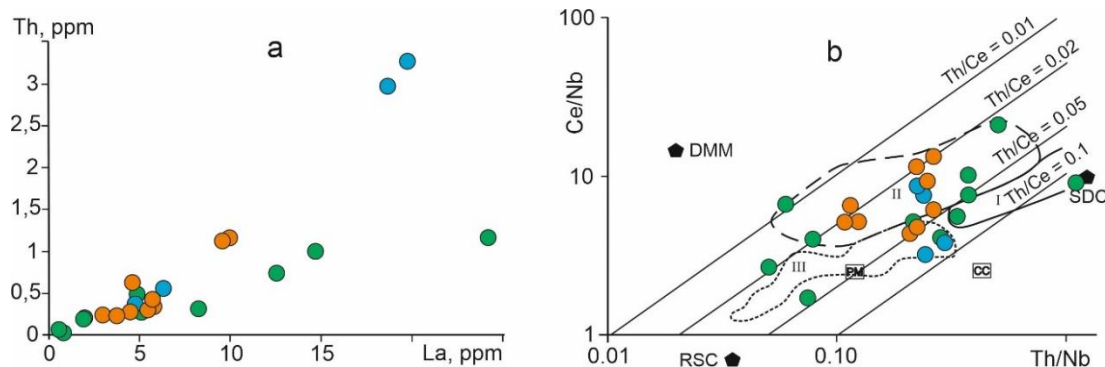


Рис. 6. Диаграммы: а – Th – La; б – Ce/Nb – Th/Nb по [Saunders et al., 1988]

б – DMM – деплетированная MORB мантия; RSC – рестиловый материал океанической коры; SDC – субдукционный компонент; I – островодужные базальты, II – базальты задугового бассейна Лай, III – базальты океанических плато Онтонг Джава и Броккен Ридж, PM – примитивная мантия, CC – континентальная кора [Туркина, Ножкин, 2008]. Условные обозначения как на рис. 3

Fig. 6. Diagrams: а – Th – La; б – Ce/Nb – Th/Nb according to [Saunders et al., 1988]

б – DMM – depleted MORB mantle, RSC – residual slab component, SDC – subduction component; I – island-arc basalts, II – basalts of the Lau back-arc basin, III – basalts of the Ontong Java and Broken Ridge oceanic plateaus; CC – continental crust [Туркина, Ножкин, 2008]. Symbols are the same as in Fig. 3

Наличие в той или иной степени выраженной отрицательной аномалии Nb и отчетливой корреляции между Th и La (см. рис. 6, а) может свидетельствовать о влиянии корового материала на состав пород. Добавление корового материала может происходить в результате субдукции осадков в область генерации базальтового расплава или путем контаминации последнего при перемещении на верхнекоровый уровень [Туркина, Ножкин, 2008]. В пользу коровой кон-

таминации пород исследуемой офиолитовой ассоциации также свидетельствуют широкие вариации ϵNd и ϵSr (см. рис. 5).

Заключение

Таким образом, изучение изотопно-геохимических характеристик пород офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау позволяет сделать следующие выводы:

1. Геохимические и изотопные данные подчеркивают различие между реститовыми и кумулятивными ассоциациями.

2. Офиолитовые комплексы севера Кузнецкого Алатау могли формироваться в диапазоне ~ 850–950 млн лет назад и представляют собой фрагменты океанической коры MOR- и SSZ-типа, соответствующие ранним этапам раскрытия Палеоазиатского океана.

Более молодые возрасты ~ 700 и 370 млн лет, которые фиксируются для метагabbроидов, вероятно, отвечают возрасту метаморфических и метасоматических изменений мафитовых пород.

3. Разброс изотопных отношений Sr и Nd, а также поведение некоторых элементов (Th, Nb, La, Ce) указывают на явное взаимодействие мантийной и коровой составляющих при формировании офиолитов северного склона Кузнецкого Алатау.

Список источников

- Алабин Л.В.** Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск : Наука, 1983. 102 с.
- Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М. : Наука, 2004. 172 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.
- Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А., Бабин Г.А., Плотников А.В., Гибшер А.С., Изох А.Э., Шокальский С.П., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З., Пономарчук В.А., Халилов В.А., Травин А.В.** Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd и Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 28–42.
- Войтенко Д.Н.** Петрология Кия-Шалтырского массива: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск. 2007. 20 с.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф.** Палеозойские щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау, их источники и условия образования расплавов // Петрология. 2021. Т. 29, № 1. С. 31–63.
- Врублевский В.В.** Геохимическое сходство кембрийского щелочного и субщелочного магматизма (Кузнецкий Алатау, Сибирь): синтез новых данных // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 27–39.
- 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.
- Гринев О.М.** Эволюция щелочно-гabbроидного магматизма Кузнецкого Алатау : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1990. 19 с.
- Гринев О.М.** Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. Томск : СГТУ, 2007. 434 с.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В.** Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на вендекембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 952–967.
- 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.
- Дугарова Н.А., Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С.** Минералогия и условия образования метабазитов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау // Литосфера. 2017. Т. 17, № 4. С. 97–109.
- 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. М. : 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.
- Кузнецов В.А.** Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области // Вопросы геологии Азии. М. : АН СССР, 1954. Т. 1. С. 202–227.
- Магматические горные породы.** Т. 3 / Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Борсук А.М. и др. М. : Наука, 1985. 486 с.
- Магматические горные породы.** Т. 5 / Богатиков О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.И. и др. М. : Наука, 1988. 507 с.
- Монич В.К.** Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Алатау // Доклады Академии наук СССР. 1941. Т. 30, № 12. С. 155–158.
- Мусатов Д.И., Тарков А.П.** К вопросу о тектоническом строении центральной части Саяно-Алтайской складчатой области // Доклады Академии наук СССР. 1959. Т. 126, № 6. С. 1323–1325.

- Мустафаев А.А.** Петрология диахронного Университетского фойдолит-габбрового плутона (Кузнецкий Алатау) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 2022. 26 с.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.** Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М. : Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.
- Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Роберте С.** Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов / под ред. Б.П. Кокелаара, М.Ф. Хаулса. М. : Мир, 1987. С. 134–165.
- 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.
- Покровский Б.Г.** Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М. : Наука, 2000. 223 с.
- Руднев С.Н., Матуков Д.И., Сергеев С.А., Серов П.А.** Позднерифейские плагиограниты Кузнецкого Алатау: состав, возраст, источники // Доклады Академии наук. 2006. Т. 410, № 6. С. 1–7.
- Руднев С.Н., Туркина О.М., Семенова Д.В., Серов П.А.** Условия формирования и источники расплавов раннеопротерозойских гранитов северной части Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 2. С. 163–179.
- Сафонов И.Ю., Симонов В.А., Буслов Г.М., Ота Ц., Маруяма Ш.** Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 4. С. 335–356.
- Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов: Термобарогеохимические исследования. Новосибирск : ОИГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Симонов В.А., Котляров А.В., Куликова А.В.** Условия формирования палеоокеанических комплексов Алтае-Саянской области. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2024. 309 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.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д.** Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология. 2008. Т. 16, № 5. С. 501–526.
- Уткин Ю.В.** Петрология габброндов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау : дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1990. 279 с.
- Фор Г.** Основы изотопной геологии. М. : Мир, 1989. 590 с.
- Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В.** Физико-химическая петрология изверженных пород. 2-е изд., перераб. и доп. Л. : Недра, 1983. 271 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.
- Dilek Y., Furnes H.** Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems // Lithos. 2009. V. 113, № 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, № 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, № 5. P. 1159.
- Li C., Arndt N.T., Tang Q., Ripley E.M.** Trace element discrimination diagrams // Lithos. 2015. V. 232. P. 76–83.
- Ludwig K.R.** User's Manual for Isoplot/Ex, Version 2.10 // A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, CA, USA: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. V. 1. P. 1–46.
- Melcher F., Meisel T., Puhl J., Koller F.** Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry // Lithos. 2002. V. 65. P. 69–112.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu.** Siberia – from Rodinia to Eurasia // Tectonics. Ed. D. Closson. InTech, 2011. P. 103–136.
- 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.
- Rollinson H.R.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex : London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // Journal of Petrology. 1988. Special Is. P. 415–445.
- 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.
- Xiao W., Santosh M.** The western Central Asian orogenic belt: a window to accretionary orogenesis and continental growth // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 1429–1444.
- Zindler A., Hart S.R.** Chemical geodynamics // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.

References

- Alabin L.V. *Strukturno-formacionnaya i metallogenicheskaya zonal'nost' Kuznetskogo Alatau* [Structural-formational and metallogenic zonality of the Kuznetsk Alatau]. Novosibirsk: Nauka. 1983. 102 p. In Russian
- Bayanova T.B. *Vozrast repernykh geologicheskikh kompleksov Kol'skogo regiona i dlitel'nost' processov magmatizma* [Age of reference geological complexes of the Kola Region and duration of magmatic processes]. Moscow: Nauka. 2004. 174 p. In Russian

- Berzin N.A., Kolman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshajn L.P., Sjao Sjachun', Chang Je.Z. *Geodinamicheskaya karta zapadnoy chasti Paleoaziatskogo okeana* [Geodynamic map of the western part of the Paleo-Asian Ocean] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1994. No. 7–8. pp. 8–28. In Russian
- Berzin N.A., Kungurtsev L.V. *Geodinamicheskaya interpretaciya geologicheskikh kompleksov Altae-Sayanskoy oblasti* [Geodynamic interpretation of Altai-Sayan geological complexes] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1996. V. 37, No. 1. pp. 63–81. In Russian
- Vladimirov A.G., Ponomareva A.P., Kargopolov S.A., Babin G.A., Plotnikov A.V., Gibsher A.S., Izokh A.E., Shokal'skii S.P., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z., Ponomarchuk V.A., Khalilov V.A., Travin A.V. *Neoproterozoyskiy vozrast drevneyshikh obrazovaniy Tomskogo vystupa (Gornaya Shoriya) na osnovanii U-Pb, Sm-Nd i Ar-Ar izotopnogo datirovaniya* [Neoproterozoic age of oldest rocks from the Tom' inlier (Mountainous Shoriya): implication of U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and Ar-Ar dating] // *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyaciya* [Stratigraphy. Geological correlation]. 1999. V. 7, No. 5. pp. 437–451. In Russian
- Voitenko D.N. *Petrologiya Kiya-Shaltyskogo massiva* [Petrology of the Kiya-Shaltyr massif]: avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. nauk. Tomsk. 2007. 20 p. In Russian
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F. Paleozoic alkaline-mafic intrusions of the Kuznetsk Alatau, their sources and conditions for magma generation // *Petrology*. 2021. V. 29, No. 1. pp. 24–53. doi: 10.1134/S0869591121010082
- Vrublevskii V.V. Geochemical similarity of Cambrian alkaline and subalkaline magmatism (Kuznetsk Alatau Orogen, Siberia): a new data synthesis // *Geosfernye issledovaniya* [Geosphere Research]. 2022. V. 3. pp. 27–39. In Russian doi: 10.17223/25421379/24/2.
- Gertner I.F., Krasnova T.S., Bajanova T.B., Dugarova N.A., Vrublevskij V.V., Tishin P.A. *Izotopno-geohimicheskaya neodnorodnost' ofiolitov Kuzneckogo Alatau: ocenka vozrasta formirovaniya i istochnikov veshhestva litosfery Paleooziatskogo okeana* [Isotope-geochemical heterogeneity of ophiolites from the Kuznetsk Alatau: estimate of formation age and sources of lithosphere of the Paleo-Asian Ocean] // *Geodinamicheskaya evolyuciya litosfery Central'no-Aziatskogo podvizhnogo poasa (ot okeana k kontinentu): materialy soveshchaniya* [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. *Deformaciya i petrostrukturnaya jevoljuciya 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. *Ofiolitovaya asociaciya Kuzneckogo Alatau (na primere Sredenetersinskogo massiva)* [Ophiolite association of the Kuznetsk Alatau (by the example as Srednetersinsky massif)]. Novosibirsk: Nauka. 1982. 105 p. In Russian
- Grinev O.M. *Evoluciya shchelochno-gabbroidnogo magmatizma Kuzneckogo Alatau* [Evolution of alkaline-gabbroid magmatism of the Kuznetsk Alatau]: avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. nauk. Tomsk. 1990. 19 p. In Russian
- Grinev O.M. *Riftovye sistemy Sibiri: metodologiya izucheniya, morfotektonika i minerageniya* [Rift systems of Siberia: study methodology, morphotectonics, and minerageny]. Tomsk: SST. 2007. 434 p. In Russian
- Dobretsov N.L., Buslov M.M. Late Cambrian-Ordovician tectonics and geodynamics of Central Asia // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2007. V. 48, No. 1. pp. 93–108. In Russian
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Buslov M.M., Kotljarov A.V. Magmatism and geodynamics of the Paleoeasian ocean at the Vendian-Cambrian stage of its evolution // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2005. V. 46, No. 9. pp. 952–967. In Russian
- 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 // *Geosfernye issledovaniya* [Geosphere Research]. 2023. V. 4. pp. 6–20. In Russian. doi: 10.17223/25421379/29/1
- 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. In Russian doi: 10.24930/1681-9004-2017-4-097-109
- Kazanskiy A.Ju., Stupakov S.I., Simonov S.A., Metelkin D.V. Geodynamics of ophiolites of the Sednetersinsky massif (Kuznetsky Alatau) based on paleomagnetic data // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2003. V. 44, No. 10. pp. 1036–1044. In Russian
- Kolman R.G. *Ofiolity* [Ophiolites]. Moscow: Mir. 1979. 269 p. In Russian
- Konovalova O.G., Prusevich N.A. *Dunit-garchburgitovye massivy Kuzneckogo Alatau i Salaira* [Dunit-harzburgite massifs of the Kuznetsk Alatau and Salair]. Novosibirsk: Nauka. 1977. 166 p. In Russian
- Krasnova T.S. *Petrologiya ul'tramafitovykh massivov gor Severnoj-Zelenoy i Barhatnoy (Kuzneckiy 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] // *Petrologiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov* [Petrology of magmatic and metamorphic complexes]: Mat. nauch. konf. Tomsk: CNTI. 2001. V. 2. pp. 229–235. In Russian
- Kuznecov V.A. *Geotektonicheskoe rajonirovanie Altae-Sajanskoy oblasti* [Geotectonic zoning of the Altai-Sayan region] // *Voprosy geologii Azii* [Problems of geology of Asia]. Moscow: AN SSSR. 1954. V. 1. pp. 202–227. In Russian
- Magmaticheskie gornye porody* [Igneous rocks]. V. 3. / Andreeva E.D., Bogatikov O.A., Borsuk A.M. i dr. Moscow: Nauka. 1985. 486 p. In Russian
- Magmaticheskie gornye porody* [Igneous rocks]. V.5. / Bogatikov 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. / Bogatikov O.A., Bogdanova S.V., Borsuk A.M. i dr. Moscow: Nauka. 1987. 439 p. In Russian
- Monich V.K. *Dokembrijskij ofiolitovyj pojas Kuzneckogo Alatau* [Precambrian ophiolite belt of the Kuznetsk Alatau] // *Doklady Akademii Nauk SSSR*. 1941. V. 30, No. 12. pp. 155–158. In Russian
- Musatov D.I., Tarkov A.P. *K voprosu o tektonicheskom stroenii central'noj chasti Sajano-Altajskoj skladchatoj oblasti* [On the question of tectonic structure of the central part of the Sayano-Altai folded region] // *Doklady Akademii Nauk SSSR*. 1959. V. 126, No. 6. pp. 1323–1325. In Russian

- Mustafaev A.A. *Petrologiya diakhronnogo Universitetskogo foidolit-gabbrovogo plutona (Kuzneckiy Alatau)* [Petrology of the diachronous University foidolite-gabbro pluton (Kuznetsk Alatau)]: avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. nauk. Tomsk. 2022. 26 p. In Russian
- Pinus G.V., Kuznetsov V.A., Volohov I.M. *Giperbazity Altae-Sajanskoy skladchatoy oblasti* [Hyperbasites of the Altai-Sayan folded region]. Moscow: Gosgeoltekhizdat. 1958. 295 p. In Russian
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberte S. *Osobennosti sostava i tektonicheskoe znachenie ofiolitov nad zonoy subdukcii* [Compositional features and tectonic significance of ophiolites above a subduction zone] // In: *Geologiya okrainnykh morey* [Geology of marginal basins]. Ed. by B. P. Kokelaar and M. F. Hauls. Moscow: Mir. 1987. pp. 134–165.
- Platinonost' ul'trabazit-bazitovykh kompleksov yuga 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 geodinamicheskaya 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
- Pokrovskii B.G. *Korovaya kontaminatsiya mantiynykh magm po dannym izotopnoy geokhimii* [Crustal contamination of mantle magmas according to isotope geochemistry] Moscow: Nauka. 2000. 223 p. In Russian
- Rudnev S.N., Matukov D. I., Sergeev S. A., Serov P.A. Late Riphean plagiogranites of Kuznetskii Alatau: composition, age, and sources // *Doklady Akademii Nauk* [Doklady Earth Science]. 2006. V. 410, No. 6. pp. 1–7. In Russian doi: 10.1134/S1028334X06080265
- Rudnev S.N., Turkina O.M., Semenova D.V., Serov P.A. Conditions of formation and sources of melts of Early Neoproterozoic granites in northern Kuznetsk Alatau // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2023. V. 64, No. 2. pp. 163–179. In Russian. doi: 10.15372/GIG2022109
- Safonova I. Yu., Siminov V.A., Buslov M.M., Ota T., Maruyama S.H. Neoproterozoic basalts of the Paleo-Asian ocean (Kurai accretionary zone, Gorny Altai, Russia): geochemistry, petrogenesis, and geodynamics // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2008. V. 49, No. 4. pp. 335–356. In Russian
- Simonov V.A. *Petrogenesis ofiolitov: Termobarogeokhimicheskie issledovaniya* [Petrogenesis of ophiolites: Thermobarogeochemical studies]. Novosibirsk: OIGGM SO RAN, 1993. 247 p. In Russian
- Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Kulikova A.V. *Usloviya formirovaniya paleookeanicheskikh kompleksov Altae-Sajanskoy oblasti* [Conditions for the formation of paleoceanic complexes of the Altai-Sayan folded region]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 2024. 309 p. In Russian
- Simonov V.A., Stupakov S.I., Loskutov I.Yu., Kovyazin S.V. *Paleogeodinamicheskie usloviya formirovaniya ofiolitov Kuzneckogo Alatau* [Paleogeodynamic settings of ophiolite formation in Kuznetsk Alatau] // *Geologiya 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 usloviy formirovaniya ofiolitov Altae-Sajanskoy skladchatoy oblasti* [Features of the mineralogy of ultramafic rocks - criteria for paleogeodynamic conditions for the formation of ophiolites in the Altai-Sayan folded region] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1997. V. 38, No. 4. pp. 746–755. In Russian
- Turkina O.M., Nozhkin A.D. Oceanic and riftogenic metavolcanic associations of greenstone belts in the northwestern part of the Sharyzhalskiy uplift, Baikal region // *Petrology*. 2008. V. 16, No. 5. pp. 501–526 In Russian doi: 10.1134/S0869591108050044
- Utkin Yu.V. *Petrologiya gabbroidov ofiolitovoy associatsii Kuzneckogo Alatau* [Petrology of gabbroids of the ophiolite association of the Kuznetsk Alatau]: diss. ...kand. geol.-mineral. nauk. Tomsk. 1990. 279 p. In Russian
- For G. *Osnovy izotopnoy geologii* [Fundamentals of isotope geology]. Moscow: Mir, 1989. 590 p. In Russian
- Shinkarev N.F., Ivannikov V.V. *Fiziko-khimicheskaya petrologiya izverzhennykh porod* [Physiochemical petrology of igneous rocks]. 2-e izd., pererab. i dop. Leningrad: Nedra, 1983. 271 p. In Russian
- Shokal'skii S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G. i dr. *Korreljatsiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoy chasti Altae-Sajanskoy skladchatoy 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. pp. 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
- Ludwig, K.R. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. // A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, CA, USA: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. V. 1. pp. 1–46.
- Melcher F., Meisel T., Puhl J., Koller F. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry // *Lithos*. 2002. V. 65. pp. 69–112.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu. Siberia – from Rodinia to Eurasia // *Tectonics*. Ed. D. Closson. InTech, 2011. pp. 103–136.
- 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. Immobile element fingerprinting of ophiolites // *Elements*. 2014. V. 10. pp. 101–108. doi: 10.2113/gselements.10.2.101
- Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.

- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // Journal of Petrology. 1988. Special Is. pp. 415–445.
- 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: 10.1016/j.gr.2018.08.006
- Xiao W., Santosh M. The western Central Asian orogenic belt: a window to accretionary orogenesis and continental growth // Gondwana Research. 2014. V. 25. pp. 1429–1444. doi: 10.1016/j.gr.2014.01.008
- Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. pp. 493–571. doi: 10.1146/annurev.ea.14.050186.002425

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 the authors:

Dugarova N.A., Junior Researcher, Laboratory of Geochronology and Geodynamics; Assistant, 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, 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, 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 12.07.2025; одобрена после рецензирования 15.10.2025; принята к публикации 30.11.2025

The article was submitted 12.07.2025; approved after reviewing 15.10.2025; accepted for publication 30.11.2025

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Научная статья

УДК 549:553.81.068.5:551.734.3 (234.83)

doi: 10.17223/25421379/37/5

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ АПАТИТА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Юлия Ивановна Пыстина¹, Александр Михайлович Пыстин²,
Игорь Леонидович Потапов³



^{1,2,3} Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

¹ yuliya_pystina@mail.ru

² pystin.48@mail.ru

³ ilpotapov@geo.komisc.ru

Аннотация. Приведены результаты изучения геохимических особенностей акцессорного апатита из различно метаморфизованных пород докембрийского разреза Приполярного Урала: продуктов проградного метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и низкотемпературных диафторитов по метаморфитам амфиболитовой фации. Установлено, что с повышением степени метаморфизма в апатите увеличивается количество F и РЗЭ, а также проявляется отчетливая отрицательная Eu аномалия на мультиэлементных спектрах, нормированных по хондриту. При диафторезе пород в апатите снижается содержание легких РЗЭ и увеличивается отношение Sr/Y, а также изменяется знак Sr аномалий на мультиэлементных спектрах, нормированных по хондриту, с отрицательных на положительные. При этом состав апатита при диафторезе может изменяться незначительно, поскольку даже в случае полного замещения первичных метаморфических минеральных парагенезисов новообразованными низкотемпературными минералами, этот минерал испытывает только частичную перекристаллизацию и не утрачивает полностью геохимические свойства, приобретенные им на более ранних стадиях кристаллизации. Показано, что особенности состава и некоторые морфологические признаки акцессорного апатита (постоянное присутствие детритовых ядер в апатитах из проградно метаморфизованных низкотемпературных пород, наличие перламутрового блеска и включений монацита в апатитах из низкотемпературных диафторитов и др.) могут быть использованы как надежный минералогический критерий для разделения пород, испытавших низкотемпературный проградный метаморфизм от ретроградно измененных метаморфических образований (диафторитов), которые часто визуально не различимы.

Ключевые слова: Приполярный Урал, докембрий, проградный и ретроградный метаморфизм, акцессорный апатит, микроэлементный состав

Источник финансирования: работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента», номер государственного учета ЕГИСУ НИОКТР 122040600012-2.

Для цитирования: Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Потапов И.Л. Микроэлементный состав апатита в метаморфических породах Приполярного Урала // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 69–89. doi: 10.17223/25421379/37/5

Original article

doi: 10.17223/25421379/37/5

MICROELEMENT COMPOSITION OF APATITE IN METAMORPHIC ROCKS OF THE SUBPOOLAR URALS

Yuliya I. Pystina¹, Alexander M. Pystin², Igor L. Potapov³

^{1,2,3} Institute of Geology named after N.P. Yuskin, FRC KSC UB RAS, Syktывkar, Russia

¹ yuliya_pystina@mail.ru

² pystin.48@mail.ru

³ ilpotapov@geo.komisc.ru

Abstract. The article presents the results of studying the geochemical features of accessory apatite from variously metamorphosed rocks of the Precambrian section of the Subpolar Urals: products of prograde metamorphism of the greenschist and amphibolite facies and low-temperature diaphthorites after amphibolite facies metamorphites. It was found that with an increase in the degree of metamorphism in apatite, the amount of F and REE increases, and a distinct negative Eu anomaly appears in the multi-element spectra normalized to chondrite.

During diaphthorosis of rocks, the LREE content in apatite decreases and the Sr/Y ratio increases, and the sign of Sr anomalies in chondrite-normalized multielement spectra changes from negative to positive. At the same time, the composition of apatite during diaphthorosis may change insignificantly, since even in the case of complete replacement of primary metamorphic mineral parageneses by newly formed low-temperature minerals, this mineral undergoes only partial recrystallization and does not completely lose the geochemical properties acquired by it at earlier stages of crystallization. It is shown that the compositional features and some morphological features of accessory apatite (the constant presence of detrital cores in apatites from prograde metamorphosed low-temperature rocks, the presence of pearly luster and monazite inclusions in apatites from low-temperature diaphthorites, etc.) can be used as a reliable mineralogical criterion for separating rocks that have undergone low-temperature prograde metamorphism from retrograde metamorphic formations (diaphthorites), which are often visually indistinguishable.

Key words: Subpolar Urals, Precambrian, prograde and retrograde metamorphism, accessory apatite, trace element composition

Source of financing: The work was carried out within the framework of the state task of the Institute of Research and Development of the Federal Research Center of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences "Deep structure, geodynamic evolution, interaction of geospheres, magmatism, metamorphism and isotopic geochronology of the Timan-Northern Ural lithospheric segment" state registration number of the EGISU NIOKTR 122040600012-2

For citation: Pystina Yu.I., Pystin A.M., Potapov I.L. (2025) Microelement composition of apatite in metamorphic rocks of the Subpolar Urals. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 69–89. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/37/5

Введение

Из-за широкого спектра элементов, входящих в состав апатита, и большого диапазона изоморфных замещений этот минерал несет информацию об условиях образования вмещающих его пород и поэтому все чаще используется в качестве индикатора геологических процессов [Spear, Joseph, 2002; Tang et al., 2005; Harlov, 2015; Савко и др., 2007; Гордиенко, 2008; Horie et al., 2008; Бочарникова и др., 2019; Enkelmann et al., 2012; Денисова, 2018; O'Sullivan et al., 2018, 2020; Palma et al., 2019; Юдович и др., 2022]. Так, например, результаты изучения типоморфных особенностей апатита, включая форму кристаллов и состав минерала в породах мезозойских щелочных массивов Южной Якутии, позволили уточнить условия петрогенеза и связь особенностей апатита с металлогенической минерализацией конкретных массивов [Иванов и др., 2018]. Анализ апатита из разных типов железорудных месторождений, а также из разных типов горных пород показал, что он отличается абсолютным и относительным содержанием многих элементов-примесей, в том числе PЗЭ, Sr, Y, Mn, Th [Belousova et al., 2001, 2002; Mao et al., 2016]. Использование детритового апатита в терригенных толщах дало возможность регистрировать как возраст [Carrara et al., 2009], так и литологические особенности источников сноса обломочного материала [Abdullin et al., 2016; O'Sullivan et al., 2016, 2018; Danišik, 2019]. Наличие U и Th в решетке апатита позволяет проводить датирование отдельных зерен с помощью треков деления [Malusà, Fitzgerald, 2019]. Ис-

пользование этого метода дало возможность, например, установить несколько стадий остывания Хибинского массива [Veselovskiy et al., 2015], рассмотреть эволюцию термотектонических событий Юго-Восточного Алтая в мезозойско-кайнозойское время [Ветров и др., 2016], выявить синхронность поздне-триасовых-раннеюрских интрузивных тел Сибирской трапповой провинции с закрытием Монголо-Охотского океана [Багдасарян и др., 2023]. В результате ряда экспериментов по взаимодействию апатита с растворами H_2O-KCl , H_2O-HCl и $H_2O-H_2SO_4$ при разных температурах и давлениях были установлены особенности перераспределения PЗЭ, Si, Ca и Na в этом минерале [Harlov, Forster, 2003; Harlov et al., 2005; Harlov et al., 2011; Harlov, 2015].

Исследования, посвященные вариации состава метаморфического апатита и его типоморфных свойств, не так многочисленны. Работы по апатиту, применимые к метаморфическим породам, включают исследование фугитивности компонентов метаморфических флюидов в апатитсодержащих образцах [Smith, Yardley, 1999], апатит-биотитовую обменную термометрию OH-F [Sallet, Sabatier, 1996; Jepson et al., 2021], термодинамику распределения F и CL между минералами и флюидами [Zhu, Sverjensky, 1991, 1992; Brennan, 1993]. Учитывая, что апатит встречается в породах разных метаморфических фаций, использование этого минерала в целях изучения эволюции процессов метаморфизма, расчленения и корреляции метаморфических образований имеет большую перспективу, несмотря на то, что в имеющихся на сегодняшний день в этом направлении публика-

циях приводятся неоднозначные и порой противоречивые данные. Так, исследования перераспределения РЗЭ, Th и U в метаморфическом апатите известково-щелочной серии ортогнейсов при прогрессивном высокотемпературном метаморфизме от амфиболитовой до гранулитовой фаций [Bingen et al., 1996] продемонстрировали, что содержание РЗЭ, а также U и Th в апатите возрастает с увеличением степени метаморфизма. Это, по мнению авторов, объясняется конкуренцией роста/растворения алланита и РЗЭ-эпидота [Henrichs et al., 2019]. Однако Ф. Беа и П. Монтеро [Bea, Montero, 1999], изучая перераспределение микроэлементов в апатите при прогрессивном метаморфизме от средних ступеней до гранулитовой фации и частичном плавлении метапелитов зоны Ивреа-Вербано на северо-западе Италии, пришли к выводу, что во время прогрессивного метаморфизма пелитов содержание Y, HREE и MREE в апатите снижается и наблюдается резкое падение содержания U. А.П. Натман [Nutman, 2007] отмечает относительное обеднение апатита торием и LREE при повышении степени метаморфизма пород и считает, что это может быть связано с когенетическим ростом апатита и монацита при высоких температурах или во время анатексиса. Гипотеза о том, что флюиды могут вызывать образование включений монацита и ксенотима в апатите в широком диапазоне P-T условий подтверждается экспериментально [Harlov et al., 2002b, 2005; Harlov, Forster, 2003]. О.Г. Сафонов и соавт. [Сафонов и др., 2019] связывают образование монацитовых каемок в апатите из гранулитов с чарнокитизацией пород.

Исследования апатита из метаморфических пород Южного Урала [Краснобаев, Холоднов, 1981] показали, что в зависимости от степени их метаморфизма может меняться состав РЗЭ в минерале. Так, в метаморфических породах, претерпевших амфиболитовую фацию, в апатите преобладают иттриевые РЗЭ, а в породах, претерпевших гранулитовую фацию, – цериевые РЗЭ.

Приведенные примеры изучения микроэлементного состава апатита из пород претерпевших различные условия метаморфизма, несмотря на неоднозначность полученных результатов, свидетельствуют, что метаморфизм может оказывать значительное влияние на содержание и перераспределение микроэлементов в этом минерале и изучение рассматриваемого вопроса на сегодняшний день является весьма актуальным. Практически отсутствует информация о характере изменения состава апатита при полиметамор-

физме и, в частности, при ретроградном преобразовании ранее метаморфизованных пород (диафторезе). Настоящая статья является попыткой, по мере возможности, восполнить этот пробел.

Геологическое строение района

Район развития метаморфизованных докембрийских отложений на Приполярном Урале в северной части Ляпинского антиклинория является стратотипическим для всего Тимано-Североуральского региона, включающего Канино-Тиманскую гряду, Печорскую синеклизу, северную часть Урала и Пай-Хой.

В соответствии со схемой последнего Уральского межведомственного стратиграфического совещания [Стратиграфические..., 1993] здесь выделяются нижнепротерозойский няртинский метаморфический комплекс и верхнедокембрийские стратонны (снизу вверх): маньхобеинская (RF₁), шокуринская (RF₁), пуйвинская (RF₂), хобеинская (RF₃), мороинская (RF₃), саблегорская (RF₃–V₁) и лаптопайская (V₂) свиты.

Имеющиеся и полученные вновь данные по геологическому строению и возрасту стратифицированных образований докембрия Приполярного Урала дали основание для пересмотра стратиграфической схемы приполярноуральского докембрия [Пыстин, Пыстина, 2019]. В частности, было показано, что породная ассоциация, известная как маньхобеинская свита, не имеет самостоятельного стратиграфического значения и выделена в ранге свиты ошибочно на месте зон развития ретроградного метаморфизма по породам няртинского комплекса.

Впервые полученные корректные U-Pb датировки цирконов, свидетельствующие о раннепротерозойском возрасте высокотемпературного метаморфизма пород как няртинского комплекса (включая отложения, выделяемые ранее в маньхобеинскую свиту), так и шокуринской свиты [Пыстин, Пыстина 2018а,б; Пыстина и др., 2019], привели к выводу, что весь допуйвинский разрез рассматриваемого района относится к нижнему докембрию. При этом преобладающие в разрезе шокуринской свиты низкотемпературные метаморфиты: эпидот-хлорит-актинолитовые и мусковит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы, часто карбонатсодержащие, переслаивающиеся с мраморами и кварцитами, как и «маньхобеинская свита»¹, имеют диафторическую природу [Пыстин, Пыстина, 2019]. Судя по реликтовым минеральным парагенезисам, P-T параметры метаморфизма соответствовали амфиболитовой фации.

¹ Учитывая, что маньхобеинская свита показана на ряде изданных геологических карт Приполярного Урала, а также опубликованных стратиграфических схемах, мы за комплексом низ-

котемпературных диафторитов по высокотемпературным метаморфитам няртинского комплекса условно оставляем это название, выделив его в кавычки.

Рифейский разрез на Приполярном Урале начинается с пуйвинской свиты, сложенной преимущественно мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, перемежающимися с эпидот-актинолит-хлоритовыми сланцами. Уточненный на основании U-

Pb датирования детритовых цирконов возраст этой свиты позднерифейский [Пыстин и др., 2019, Pystin et al., 2020]. Авторский вариант схем геологического строения района и метаморфизма пород приведен на рис. 1.

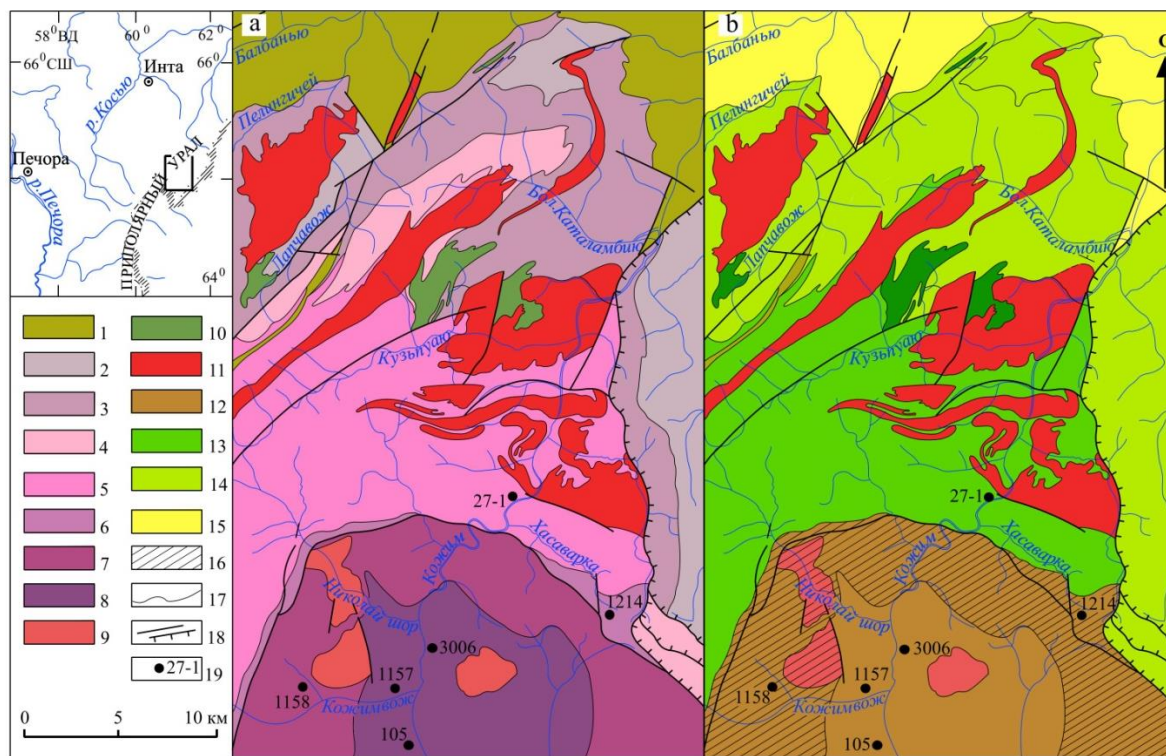


Рис. 1. Схемы геологического строения (а) и метаморфизма (б) северной части Приполярного Урала

1–8 – стратиграфические подразделения: 1 – нижнепалеозойские отложения нерасчлененные (Є–О); 2 – саблегорская свита (RF₃–V₁); 3 – мороинская свита (RF₃); 4 – хобеинская свита (RF₃); 5 – пуйвинская свита (RF₃); 6 – шокуринская свита (PR₁); 7 – комплекс низкотемпературных диафторитов – «маньхобеинская свита» (PR₁); 8 – няртинский метаморфический комплекс (PR₁); 9–11 – интрузивные породы: 9 – граниты (RF₃–V); 10 – габбро, габбро-долериты (RF₃); 11 – гранито-гнейсы (PR₁); 12–15 – метаморфические фации: 12 – амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации умеренных давлений нерасчлененные; 13 – фация зеленых сланцев умеренных давлений, средне- и высокотемпературная субфации нерасчлененные; 14 – фация зеленых сланцев умеренных давлений, низко- и среднетемпературная субфации нерасчлененные; 15 – фация зеленых сланцев умеренных давлений, низкотемпературная субфация; 16 – зона преимущественного развития низкотемпературных диафторитов; 17 – геологические и метаморфические границы; 18 – тектонические границы: а – крутопадающие дизъюнктивы, б – надвиги и шарьяжи, 19 – место отбора и номер пробы

Fig. 1. Schemes of the geological structure (a) and metamorphism (b) of the northern part of the Subpolar Urals

1–8 – stratigraphic units: 1 – undifferentiated Lower Paleozoic deposits (Є–O); 2 – Sablegorskaya suite (RF₃–V₁); 3 – Moroininskaya suite (RF₃); 4 – Khobeinskaya suite (RF₃); 5 – Puivinskaya suite (RF₃); 6 – Shchokuryinskaya suite (PR₁); 7 – low-temperature diaphthorite complex – “Man’khobeinskaya suite” (PR₁); 8 – Nyartinsky metamorphic complex (PR₁); 9–11 – intrusive rocks: 9 – granites (RF₃–V); 10 – gabbro, gabbro-dolerites (RF₃); 11 – granite-gneisses (PR₁); 12–15 – metamorphic facies: 12 – undifferentiated amphibolite and epidote-amphibolite facies of moderate pressures; 13 – undifferentiated greenschist facies of moderate pressures, medium- and high-temperature subfacies; 14 – undifferentiated greenschist facies of moderate pressures, low- and medium-temperature subfacies; 15 – moderate pressure greenschist facies, low-temperature subfacies; 16 – zone of predominant development of low-temperature diaphthorites; 17 – geological and metamorphic boundaries; 18 – tectonic boundaries: a – steeply dipping disjunctives, b – thrusts and overthrusts, 19 – sampling location and sample number

Объекты и методы исследования

Объектом исследований является акцессорный апатит из высокотемпературных метаморфических пород – гнейсов няртинского комплекса, из высокотемпературных метаморфитов, претерпевших

средне- и низкотемпературное ретроградное преобразование (гранат-слюдяных кристаллических сланцев няртинского комплекса, мусковит-хлорит-альбит-кварцевых сланцев «маньхобеинской» и шокуринской свит), а также пород из зоны проградного метаморфизма зеленосланцевой фации –

хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев пуйвинской свиты.

Степень проградного метаморфизма пород, рассчитанная по минералогическим геотермобарометрам, соответствует: для няртинского комплекса (включая «маньхобеинскую свиту») и шокурьинской свиты амфиболитовой фации умеренных давлений: $T = 650\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{--}9$ кбар, для пуйвинской свиты – зеленосланцевой фации умеренных давлений: $350\text{--}450\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{--}6$ кбар [Пыстин, 1991]. Породы няртинского комплекса интенсивно диафторированы по периферии и, как отмечено выше, некоторыми исследователями ошибочно выделяются в самостоятельное стратиграфическое подразделение – «маньхобеинскую свиту». Остальная часть пород этого комплекса также частично претерпела ретроградные изменения вначале в условиях эпидот-амфиболитовой фации: $T = 550\text{--}630\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 6\text{--}10$ кбар [Попвасев, 2022] и позднее локально в условиях зеленосланцевой фации. На схеме метаморфизма (рис. 1, b) область распространения амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций показана нерасчлененной. Степень диафтореза пород шокурьинской свиты значительная. Высокотемпературные и среднетемпературные парагенезисы в породах этой свиты встречаются исключительно в реликтах. Минимальные температуры кристаллизации низкотемпературных парагенезисов при ретроградном изменении пород, претерпевшим метаморфизм амфиболитовой фации, оцениваются интервалом $285\text{--}320\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Попвасев, 2022].

Пункты отбора проб для выделения апатита показаны на рис. 1, a, b. В няртинском комплексе пробы отобраны из гранат-биотитового гнейса на правом берегу р. Кожим, в 1,5 км выше устья ручья Николайшор (проба 3006) и на левом берегу р. Кожим, в 2,8 км выше устья руч. Кожимвож (проба 105), а также из мусковитизированного биотитового гнейса на левом берегу руч. Кожимвож, левого притока р. Кожим, в 1 км от устья (проба 1157). В «маньхобеинской свите» отобрана проба мусковит-хлорит-альбит-кварцевого сланца (проба 1158) в истоках р. Кожим на правом берегу руч. Игнатийшор, левого притока руч. Кожимвож. В шокурьинской свите апатит выделен из пробы мусковит-хлорит-альбит-кварцевого сланца (проба 1214), отобранной на водоразделе в истоках руч. Хасаварка, правого притока р. Кожим. В пуйвинской свите проба отобрана из хлорит-мусковит-альбит-кварцевого сланца (проба 27-1) на левом берегу р. Кожим, в 1,8 км ниже устья руч. Хасаварка.

Средний вес пробы составлял 2–3 кг. Выделение монофракций апатитов производилось из протоочных проб по стандартной методике: дробление, расклевка раздробленной пробы по крупности зерен,

повторное дробление крупных фракций до 0,5 мм, отмучивание фракции меньше 0,5 мм, магнитная сепарация, отбор немагнитной фракции и дальнейшее выделение из нее тяжелой фракции. Апатиты из тяжелой немагнитной фракции отбирались вручную под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологических особенностей апатита выполнялось с помощью поляризационного тринокулярного микроскопа ПОЛИАМ-312 в проходящем свете. Микрозондовые исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm² Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, размер пучка 180 нм и области возбуждения до 5 мкм с использованием программного обеспечения Aztec (ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН. Аналитики А.С. Шуйский, Е.М. Тропников). Калибровка производилась по кобальту (Co). В качестве дополнительных стандартов использовались 55 стандартов фирмы Micro-Analysis Consultants ltd. Погрешность измерений: SiO₂ до 0,07 %, CaO до 0,2 %, F до 0,22 %, P₂O₅ до 0,23 %, Y₂O₃ до 0,29 %, SrO до 0,15 %, MnO до 0,06 %, CeO до 0,11%, Al₂O₃ до 0,10 %, TiO₂ до 0,29 %.

Анализ редких и РЗЭ выполнен в 30 зернах (в 40 точках) апатита с помощью ионного микрозонда Cameca-IMS-4f (ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль) по методике, подробно изложенной в работе [Соболев, Батанова, 1995; Jung, Hellebrand, 2007]. Диаметр поля анализа равен 20 мкм. Точность определения составила 10–15 % (для элементов с концентрацией >1 ppm) и 10–20 % (для элементов с концентрацией 0,1–1 ppm). При построении спектров и графиков распределения РЗЭ состав апатита нормировался к составу хондрита [McDonough, Sun, 1995].

Результаты

В няртинском комплексе для изучения морфологических и геохимических особенностей апатита были выбраны преобладающие в разрезе гранат-биотитовые гнейсы, в различной степени мусковитизированные и хлоритизированные. Гнейсы представляют собой мелко-среднезернистые светло-серые и зеленовато-серые породы полосчатой текстуры. Составляют из граната, биотита, олигоклаза и кварца. В перемешанном количестве присутствуют микроклин, мусковит и эпидот. Среди аксессуарных минералов встречаются ильменит, рутил, титанит, ортит, циркон, апатит и монацит. Апатит образует включения в плагиоклазе и представлен как призматическими кристаллами, так и зернами округлой, бочонковидной или неправильной формы размером 250–500 мкм. Из граней присутствуют призма {1010}, пинакоид

{0001}, дипирамиды {1011}, {1121}, {2131} {2021}. Поверхность граней обычно неровная, шероховатая. Минерал бесцветный, иногда имеет легкий коричнево-розоватый оттенок.

На CL снимках в апатитах видна зональность, чаще слабовыраженная (рис. 2, а–с), реже контрастная (рис. 2, d); обычно светлое ядро окаймлено небольшой более темной оболочкой. Отмечаются также апатиты с сильным перламутровым блеском. Под микроскопом они обнаруживают тонкую параллельную трещиноватость (рис. 3, а). Твердые включения в апатитах представлены теми же минералами (породообразующими и акцессорными), что и в апатитосодержащих породах (ильменит, рутил, титанит, гранат, ортит, циркон, кварц, эпидот, мусковит, плагиоклаз и монацит). Монацит во всех установленных случаях располагается в виде тонких оторочек по краю кристалла апатита (рис. 3, b, c).

На основе ранее проведенных исследований химического состава апатитов в метаморфических породах Приполярного Урала [Пыстина, 2022] установлено, что рассматриваемый минерал в няртинском комплексе может классифицироваться как фторапатит. С учетом новых данных (табл. 1, 2) содержание F варьирует в пределах –2,39–4,13 мас. % (сред-

нее по 41 анализу – 3,25 мас. %), содержание Sr в минерале изменяется в интервале 435–4068 ppm (среднее по 12 анализам – 2261 ppm), Y – 60–505 ppm (среднее по 12 анализам – 259 ppm), U – 0,54–1,21 ppm (среднее по 4 анализам – 0,89 ppm), Th – 0,03–0,61 (среднее по 4 анализам – 0,25 ppm), Hf – 2,75–19,77 ppm (среднее по 4 анализам – 10,99 ppm), ΣREE – 270–3870 ppm (среднее по 12 анализам – 1251 ppm).

Отмечается два типа фракционирования легких РЗЭ к тяжелым: La_N/Yb_N 1,09–6,24 и 0,14–0,53 (табл. 3). Все анализы зерен апатита характеризуются положительными Ce аномалиями – Ce/Ce^* 1,17–1,65 и отрицательными Eu аномалиями – Eu/Eu^* 0,40–0,85 (табл. 3).

При анализе отдельных доменов зерен апатита выявляется химическая зональность (неоднородность) минерала. В зерне из пробы 3006 (рис. 2, c) краевые (немного более темные на CL изображениях) части заметно обогащены стронцием (табл. 2), а в зерне из пробы 105 (рис. 2, d) – значительно обеднены редкоземельными элементами (табл. 2), что может свидетельствовать о росте минерала при понижении температуры кристаллизации [O’Sullivan et al., 2020]. Вероятно, эти изменения связаны с частичным диафторезом пород.

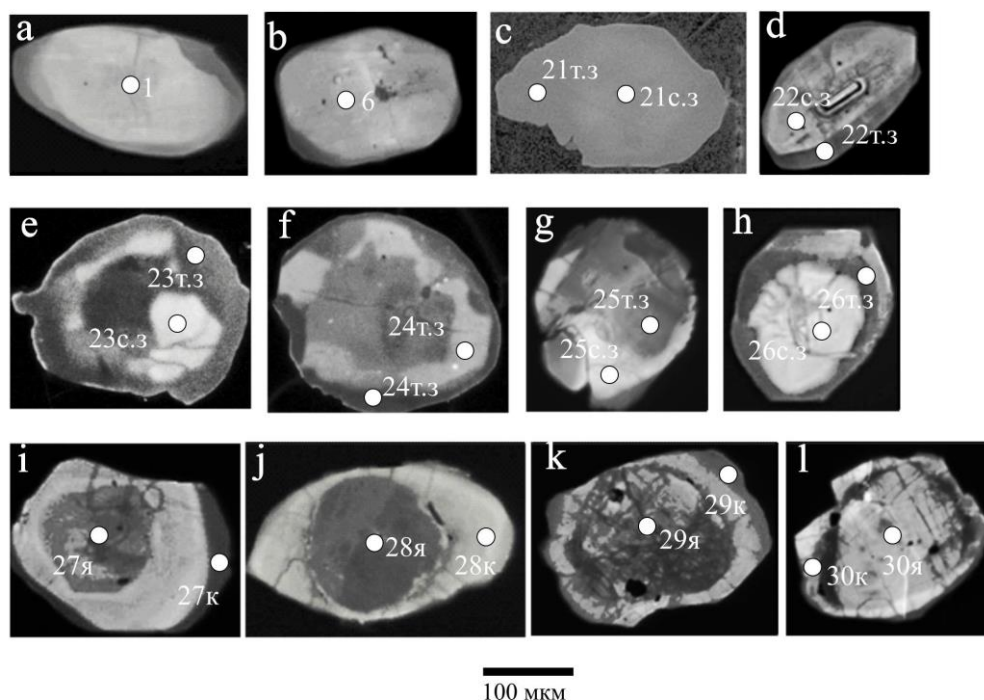


Рис. 2. CL-изображения апатита из пород: няртинского комплекса (а–d), комплексов низкотемпературных диафторитов: «маньхобейнской» и шокурынской свит (е–h), пуйвинской свиты (i–l)

Белыми кружками показано положение кратеров ионного микрозонда (диаметром около 20 мкм). Номера точек соответствуют табл. 1 и 2. Сокращения: с.з. – светлая зона, т.з. – темная зона, я – ядро, к – край

Fig. 2. CL-images of apatite from rocks: Nyartinsky complex (a–d), low-temperature diaphthorite complexes: “Mankhobeinskaya” and Shokuryinskaya suites (e–h), Puivinskaya suite (i–l)

White circles show the position of the ion microprobe craters (about 20 μm in diameter). The point numbers correspond to Tables 1 and 2. Abbreviations: c.z. – light zone, t.z. – dark zone, я – core, к – rim

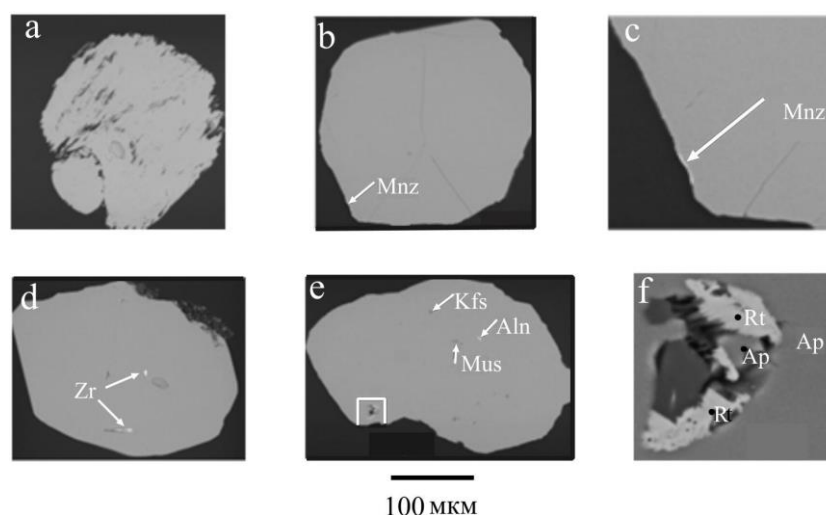


Рис. 3. Микронзондовые фотографии апатита с характерной микротрещиноватостью и перламутровым оттенком (a) и минеральными включениями (b–f)

a–d – из пород няртинского комплекса (проба 1157), e–f – из пород пуйвинской свиты (проба 27-1). На рис. 3, c показана деталь рис. 3, b, а на рис. 3, f – деталь рис. 3, e

Fig. 3. Microprobe photographs of apatite with characteristic microcracking and a pearlescent hue (a) and mineral inclusions (b–f)

a–d – from rocks of the Nyartinsky complex (sample 1157), e–f – from rocks of the Puivinsky suite (sample 27-1). Fig. 3, c shows a detail of Fig. 3, b, and Fig. 3, f – a detail of Fig. 3, e

В низкотемпературных диафторитах в отличие от исходных гнейсов темноцветный породообразующий минерал представлен хлоритом. Гранат и биотит могут встречаться в виде реликтов, в различной степени замещенных хлоритом. Замещение граната хлоритом обычно начинается с образования хлоритовой оторочки. Дальнейшее развитие ретроградных преобразований породы приводит к полному замещению граната хлоритом с образованием хлоритовых превдоморфоз по гранату. Собственно диафториты представляют собой среднезернистые зеленовато-серые сланцы. Состоят из хлорита, мусковита, эпидота, альбита и кварца. Состав аксессуарных минералов такой же, как в гнейсах. Апатит в шлифах не обнаруживает признаков перекристаллизации или замещения. Как и в гнейсах, он образует включения в плагиоклазе и представлен зернами бочоноковидной, округлой или неправильной формы и призматическими кристаллами размером 200–400 мкм, которые имеют вид гексагональной призмы и дипирамиды. Из граней установлены: призма {1010}, пинакоид {0001}, дипирамиды {1011}, {1121}, {2131}. Поверхность граней обычно неровная, шероховатая. Минерал бесцветный, иногда имеет легкий розоватый оттенок. Многие зерна имеют сильный перламутровый блеск и трещиноватую (сланцеватую) структуру. Практически все апатиты оптически неоднородные. Отдельные зерна на CL снимках имеют светлые центральные ча-

сти, ограниченные более темными оторочками разной интенсивности, ширины и конфигурации (см. рис. 2, h). Однако часто темные зоны занимают не только краевые части зерен, но и расположены в центре или имеют «неправильные» очертания (рис. 2, e–g).

Образование мозаичной неоднородности в апатитах, очевидно, связано с неполной перекристаллизацией минерала при ретроградных преобразованиях, последовавших за высокотемпературным метаморфизмом пород. Схожая картина была получена Д. Харловым и его коллегами в экспериментах по взаимодействию фторапатита с растворами $\text{H}_2\text{O-KCl}$, $\text{H}_2\text{O-HCl}$ и $\text{H}_2\text{O-H}_2\text{SO}_4$ при температурах до 900 °C и давлениях 5 и 10 кбар [Harlov, Forster, 2003; Harlov et al., 2005; Harlov et al., 2011; Harlov, 2015], а также А. Антигнано и С. Маннингом [Antignano, Manning, 2008] в опытах с флюидами $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ при 700–900 °C и 7–20 кбар. Было установлено, что измененные домены зерен апатита (более темные в BSE-изображениях) в сравнении с неизмененными участками (светлые зоны в BSE-изображениях) обеднены редкоземельными элементами.

В прозрачных не перламутровых разновидностях апатитов присутствуют включения циркона, кварца, плагиоклаза, алланита, граната и монацита. Монацит во всех установленных случаях располагается в виде тонких оторочек по краю кристалла апатита. В перламутровых разновидностях апатита встречаются те же

минеральные включения, но их количество уменьшается, вплоть до их полного отсутствия.

Как и в породах няртинского комплекса, в низкотемпературных диафторитах все исследованные апатиты классифицируются как фторапатиты. С учетом ранее полученных результатов [Пыстина, 2022] количество F в минерале колеблется в интервале 2,85–4,82 мас. % (среднее по 23 анализам – 3,42 мас. %). По данным табл. 1, 2, содержание Sr колеблется в пределах 343–1945 ppm (среднее по 16 анализам – 1223 ppm), Y – 154–1886 ppm (среднее по 16 анализам – 161 ppm), U – 0,90–2,15 ppm (среднее по 7 анализам 1,43 ppm, без учета аномально высокого содержания U в темной зоне зерна апатита № 25), Th – 0,46–5,21 ppm (среднее по 8 анализам – 2,06 ppm), Hf – 4,42–76,30 (среднее по 16 анализам – 24,51 ppm), Σ REE – 264–5400 ppm (среднее по 16 анализам 1499 ppm).

В четырех зернах апатита с хорошо проявленной оптической неоднородностью (см. рис. 2, e–h) был выполнен микроэлементный анализ доменов, отличающихся интенсивностью окраски. Во всех случаях темные участки зерен оказались заметно обеднены легкими РЗЭ (см. табл. 2, № 1158, 1214), что может являться подтверждением образования этих участков (доменов) при понижении температуры кристаллизации.

Как и в случае с няртинским комплексом, в апатитах из низкотемпературных диафторитов намечается два типа фракционирования LREE к тяжелым – LaN/YbN, но они отличаются в меньшей степени: 0,64–2,14 и 0,06–0,35 (см. табл. 3). Все изученные апа-

титы характеризуются положительными Ce аномалиями Ce/Ce* – 1,03–1,59 и отрицательными Eu аномалиями Eu/Eu* – 0,28–0,85 (табл. 3).

В пуйвинской свите проба для изучения апатита отобрана из мелкозернистого полосчатого темного зеленовато-серого сланца. Порода состоит из хлорита, мусковита, альбита и кварца. В небольшом количестве присутствуют эпидот, кальцит и магнетит. Кварц присутствует в основной ткани, а также концентрируется в виде тонких (мощностью в несколько миллиметров) субпараллельных слоев, придающих породам полосчатость. Среди акцессорных минералов отмечены ильменит, лейкоксен, рутил, анатаз, циркон и апатит. Апатит встречается либо в виде включений в альбите, либо приурочен к скоплениям альбитовых зерен, с которыми он обнаруживает идиоморфные взаимоотношения. Минерал имеет вид таблитчатых и призматических кристаллов с габитусными формами гексагональной призмы и дипирамиды. Из граней обычны призма {1010}, пинакоид {0001}, дипирамиды {1011}, {1121}. Встречаются также зерна апатита неправильной формы. Размер минерала довольно изменчив – 250–500 мкм. Поверхность граней неровная, блестящая. Минерал бесцветный, иногда с коричневатым оттенком. Следует отметить, что в сланцах пуйвинской свиты не встречены апатиты с перламутровым блеском, характерные для пород описанных выше метаморфических образований. Они отличаются также почти постоянным наличием относительно изометричных, иногда округлых ядер, которые окаймлены оторочками, обнаруживающими концентрическую зональность на CL снимках (рис. 2, i–l).

Таблица 1
Химический и микроэлементный состав апатитов из метаморфических пород Приполярного Урала

Chemical and microelement composition of apatites from metamorphic rocks of the Subpolar Urals

Table 1

№ зерна	№ 3006					№ 105		№ 1157	№ 1158	
SiO ₂ , %	0,29	0,26	0,33	0,23	0,16	0,17	0,13	0,22	0,11	0,14
P ₂ O ₅	41,71	41,33	41,5	41,62	41,79	41,29	41,72	42,08	41,25	41,01
CaO	54,42	54,73	54,69	55,33	54,80	54,96	55,33	54,52	54,88	54,77
MnO	0,23	0,15	–	0,19	0,13	0,18	0,13	–	–	0,02
MgO	0,11	0,09	0,07	0,10	–	0,09	0,05	–	1,02	0,97
K ₂ O	0,18	0,24	0,09	–	0,15	0,10	–	0,07	0,05	–
F	3,80	3,60	3,96	3,50	3,59	3,76	3,03	3,58	3,43	3,69
Сумма	100,74	100,46	100,64	100,97	100,67	100,45	100,39	100,47	100,74	100,60
Сумма*	99,14	98,95	98,97	99,50	99,16	98,87	99,11	98,96	99,72	99,05
Sr, ppm	3643	1400	769	1534	1471	3660	3993	1954	718	645
Y	69,04	109,05	486,71	105,02	106,43	475,16	408,12	257,71	334,04	310,52
La	12,25	2,99	413,51	6,06	8,35	257,92	278,04	7,73	55,01	49,10
Ce	42,29	11,23	1072,12	18,66	23,55	639,09	700,05	38,65	212,34	168,92
Pr	7,31	2,12	133,54	3,12	3,87	82,35	91,15	8,24	36,43	42,80
Nd	60,89	18,37	746,64	24,59	25,76	451,09	506,73	76,51	262,63	240,31
Sm	36,89	11,87	209,91	15,31	14,99	159,97	155,15	48,30	99,89	101,42
Eu	10,48	2,25	58,70	4,77	3,26	35,64	39,69	6,34	17,82	14,87
Gd	84,74	30,45	381,00	38,04	35,04	373,00	368,00	104,38	197,70	178,50
Tb	23,67	21,78	25,14	12,46	25,38	25,62	21,28	11,27	12,92	13,45
Dy	22,13	15,88	104,61	19,26	22,76	97,53	95,55	69,95	68,28	59,09

№ зерна	№ 3006					№ 105		№ 1157	№ 1158	
Ho	9,11	11,03	12,16	9,28	9,67	13,41	12,39	10,34	9,82	8,010
Er	9,53	13,28	59,25	11,68	11,07	66,41	52,13	28,47	37,77	36,39
Yb	16,65	20,09	167,00	15,24	14,09	68,22	59,33	31,26	49,10	43,90
ΣREE	405	270	3870	284	304	2745	2788	700	1094	1267
ΣLREE	170	49	2634	73	80	1626	1771	186	684	617
ΣHREE	166	112	749	106	118	644	609	256	376	339

Продолжение таблицы 1

Continuation of Table 1

№ зерна	№ 1158		№ 1214				№ 27-1			
SiO ₂ , %	0,09	0,17	0,07	0,10	0,09	0,12	0,15	0,20	0,23	0,19
P ₂ O ₅	41,06	41,13	41,21	41,29	41,33	41,34	42,37	42,27	41,87	41,83
CaO	54,63	54,76	54,74	54,57	55,08	55,13	55,65	55,41	55,18	55,35
MnO	0,01	—	0,01	—	0,04	0,02	0,01	0,03	0,01	—
MgO	0,98	0,84	0,52	0,48	0,46	0,54	0,35	0,25	0,23	0,19
K ₂ O	—	0,12	—	0,09	0,05	—	0,08	0,03	—	—
F	3,51	3,45	3,48	3,35	3,28	3,12	2,05	1,98	2,42	2,06
Сумма	100,28	100,47	100,03	99,98	100,33	100,27	100,66	100,17	100,94	99,62
Сумма*	98,80	99,02	98,56	98,57	98,95	98,96	99,82	99,36	99,93	98,75
Sr, ppm	724	763	1928	1918	1945	1890	1592	1621	1609	1890
Y	251,41	395,86	160,51	154,13	171,21	159,73	807,84	823,19	812,73	755,94
La	64,80	62,50	1,94	2,07	2,12	1,71	16,68	16,97	14,89	16,01
Ce	223,13	247,14	5,50	6,98	5,95	6,99	73,10	65,40	87,10	79,60
Pr	31,90	37,89	1,14	1,95	1,47	1,09	15,32	17,05	10,99	14,13
Nd	278,07	213,12	10,19	13,09	8,15	11,09	134	147	117	123
Sm	89,98	97,95	6,04	8,97	5,78	7,34	98,47	85,80	102,10	107,40
Eu	18,02	15,04	2,31	4,08	3,31	1,99	44,88	48,09	39,75	50,08
Gd	120,00	222,5	17,31	19,10	10,90	12,70	194,04	158,90	177,30	168,40
Tb	15,84	11,93	2,41	2,93	3,99	3,09	21,18	23,07	22,98	20,95
Dy	67,94	57,63	25,61	30,09	23,80	25,92	152,72	148,90	135	149,40
Ho	10,56	8,99	6,00	7,05	5,98	7,14	27,52	25,02	28,54	26,99
Er	32,04	30,12	20,68	15,11	10,94	21,05	98,20	90,70	89,10	86,80
Yb	31,80	56,10	18,38	14,97	10,07	23,90	92,30	78,90	83,40	110,20
ΣREE	1235	1457	278	280	264	284	1776	1728	1721	1709
ΣLREE	706	674	27	37	27	30	382	380	372	390
ΣHREE	278	387	90	89	66	94	586	525	536	563

Примечание. Сумма* – сумма с поправкой на F.

Note. Sum* – sum adjusted for F.

Таблица 2

Микроэлементный состав отдельных доменов зерен апатита из метаморфических пород Приполярного Урала

Table 2

Microelement composition of individual domains of apatite grains from metamorphic rocks of the Subpolar Urals

№ зерна	№ 3006		№ 105		№ 1158				№ 1214	
Домен	Светлая зона	Темная зона	Светлая зона	Темная зона	Светлая зона	Темная зона	Светлая зона	Темная зона	Светлая зона	Темная зона
Sr, ppm	435	4068	2850	1358	1420	1542	1043	1501	892	343
Y	73,82	60,11	452,25	505,00	427,98	303,68	1886,29	142,30	669,77	1501,96
La	10,63	10,23	94,14	17,41	103,79	22,01	125,12	125,12	129,70	29,66
Ce	35,11	41,37	291,14	88,93	408,56	83,79	518,82	195,2	465,03	102,70
Pr	6,70	6,55	52,48	20,71	69,67	15,13	96,60	35,15	77,73	23,08
Nd	54,74	50,63	346,07	187,99	479,26	115,28	796,80	210,11	510,57	192,94
Sm	34,73	34,24	128,17	104,11	154,47	50,88	383,19	45,56	152,10	139,50
Eu	9,93	9,06	35,73	27,66	23,40	8,95	75,34	6,81	23,60	25,10
Gd	79,72	67,09	246,09	172,98	306,37	98,09	537,44	112,99	341,28	315,51
Tb	5,62	5,80	15,66	14,75	16,44	7,74	57,08	5,28	19,86	39,09
Dy	15,92	14,96	89,32	94,32	77,81	46,15	358,95	26,31	118,39	282,51
Ho	1,35	0,96	13,86	15,36	11,83	9,41	59,65	4,25	18,75	41,36
Er	7,39	7,50	50,38	57,22	51,61	36,54	222,46	18,13	66,03	138,82
Yb	15,00	13,84	61,96	70,03	66,69	45,34	252,03	21,36	75,10	147,45
Lu	1,75	1,63	7,80	8,31	8,15	5,69	30,22	2,80	9,18	17,56
U	1,21	1,07	0,54	0,73	0,90	2,04	1,10	1,20	1,45	13,51
Th	0,03	0,05	0,61	0,29	0,75	0,74	0,91	0,46	5,21	5,04

№ зерна	№ 3006		№ 105		№ 1158				№ 1214	
Домен	Светлая зона	Темная зона	Светлая зона	Темная зона	Светлая зона	Темная зона	Светлая зона	Темная зона	Светлая зона	Темная зона
Hf	2,93	2,75	18,49	19,77	14,28	9,21	76,30	4,42	23,35	61,43
ΣREE	353	324	1885	1385	2206	849	5400	951	2678	2997
ΣLREE	152	152	948	447	1239	296	1996	618	1359	513
ΣHREE	127	112	485	433	539	249	1518	191	649	982

Продолжение таблицы 2

Continuation of Table 2

№ зерна	№ 1214		№ 27-1							
Домен	Светлая зона	Темная зона	Ядро	Край	Ядро	Край	Ядро	Край	Ядро	Край
Sr, ppm	961	1334	836	556	216	906	556	446	939	601
Y	455,63	179,62	533,59	617,78	299,21	561,51	1657,85	1943,70	1006,89	760,13
La	108,25	31,87	32,36	22,58	7,85	46,11	36,32	11,55	83,47	28,89
Ce	327,81	111,45	125,45	90,63	29,25	191,53	100,91	51,62	271,90	97,16
Pr	64,80	19,17	27,05	18,29	5,39	33,92	23,58	9,43	45,71	14,85
Nd	433,32	212,53	199,42	139,00	36,77	250,09	164,29	77,28	292,26	116,01
Sm	110,69	38,12	79,14	88,12	20,56	92,02	112,23	59,39	133,77	64,86
Eu	19,67	6,17	30,08	34,92	7,86	42,51	25,18	27,56	24,14	26,55
Gd	277,05	87,86	155,97	119,40	43,04	184,98	235,17	126,78	265,40	132,19
Tb	12,85	8,29	11,13	16,35	4,85	11,86	28,96	22,69	25,91	14,77
Dy	76,95	29,34	77,56	111,96	39,65	84,70	233,88	221,15	181,34	109,88
Ho	13,31	5,39	12,31	19,33	8,21	15,42	45,57	52,29	30,43	20,86
Er	51,63	21,68	49,23	69,71	29,12	63,64	154,18	189,76	108,06	68,63
Yb	63,76	27,51	45,54	63,82	26,81	65,68	142,72	151,54	123,44	60,89
Lu	7,70	3,42	5,55	7,62	3,28	8,01	17,32	17,82	13,61	6,74
U	1,20	2,15	0,87	1,60	0,21	1,68	57,38	1,31	4,75	157,04
Th	0,48	2,90	0,37	0,53	0,06	0,55	0,72	0,28	0,98	2,04
Hf	15,23	6,13	13,02	23,90	7,80	17,08	48,57	48,25	36,62	22,63
ΣREE	2024	782	1384	1420	562	1652	2979	2963	2606	1522
ΣLREE	1065	419	493	394	108	656	463	237	851	348
ΣHREE	503	183	357	408	155	434	858	782	748	414

Таблица 3

Индикаторные отношения для апатитов из метаморфических пород Приполярного Урала

Table 3

Indicator ratios for apatites from metamorphic rocks of the Subpolar Urals

№ зерна	Eu/Eu*	Ce/Ce*	La _N /Yb _N	№ зерна	Домен	Eu/Eu*	Ce/Ce*	La _N /Yb _N
№ 3006	0,55	1,29	0,53	№ 3006	Светлая зона	0,56	1,21	0,51
	0,40	1,25	0,14		Темная зона	0,56	1,52	0,53
	0,49	1,47	2,59	№ 105	Светлая зона	0,61	1,34	1,09
	0,71	1,28	0,29		Темная зона	0,63	1,17	0,18
	0,43	1,32	0,43	№ 1158	Светлая зона	0,32	1,53	1,70
№ 105	0,44	1,65	6,24		Темная зона	0,38	1,38	0,35
	0,85	1,43	3,36		Светлая зона	0,30	1,36	0,64
№ 1157	0,51	1,22	0,18		Темная зона	0,28	1,40	2,14
№ 1214	0,41	1,48	0,81	№ 1214	Светлая зона	0,35	1,04	0,14
	0,35	1,06	1,09		Темная зона	0,31	1,50	1,24
	0,57	1,43	1,41		Светлая зона	0,33	1,26	1,22
	0,34	1,59	0,75		Темная зона	0,32	1,10	0,83
№ 1214	0,63	1,03	0,08	№ 27-1	Ядро	0,81	1,28	0,51
	0,82	1,08	0,13		Край	1,04	1,13	0,25
	0,85	1,33	0,13		Ядро	0,79	0,37	0,21
	0,59	1,37	0,06		Край	0,98	1,48	0,50
№ 27-1	0,97	1,66	0,13		Ядро	0,46	1,34	0,20
	0,94	1,58	0,21		Край	0,94	0,77	0,05
	1,34	1,91	0,17		Ядро	0,38	2,75	0,48
	1,15	1,92	0,18		Край	0,66	1,27	0,68

Ядра представляют собой в различной степени окатанные обломки этого же минерала. Сохранность таких (дометаморфических) апатитов связана с тем, что при низкотемпературном проградном метаморфизме не всегда могла происходить их полная перекристаллизация. Как отмечает ряд исследователей, новообразованный или перекристаллизованный метаморфический апатит становится преобладающим только в относительно высокотемпературных зонах зеленосланцевой фации [Nutman, 2007; Henrichs et al., 2019].

Поэтому далее при анализе морфологических и химических особенностей апатита из сланцев пуйвинской свиты, связанные с проградным метаморфизмом пород, мы будем учитывать данные по краевым частям зерен. На CL-снимках краевые части зерен апатита обнаруживают зональность (рис. 2, i–l). При этом внешние части зон новообразованных оторочек обычно более темные, чем внутренние, примыкающие к ядрам. В новообразованных доменах зерен апатита отмечаются включения кварца, циркона, алланита, мусковита, рутила, титанита, калиевого полевого шпата (рис. 3, e, f). В нашем предыдущем исследовании [Пыстина, 2022] существенные различия в содержании фтора в апатите из пород пуйвинской свиты в сравнении с содержанием этого элемента в апатитах из подстилающих пород не были обнаружены. Очевидно, это обусловлено тем, что не было учтено наличие реликтовых ядер в анализируемых «пуйвинских» апатитах. Повторное определение фтора из краевых частей четырех зерен из пробы 27-1 (табл. 1) показало вариации содержания этого элемента в интервале 1,98–2,42 мас. % при среднем содержании по 4 анализам – 2,13 мас.%. Таким образом, апатиты, сформировавшиеся при проградном зеленосланцевом метаморфизме, также относятся к фторапатитам, но характеризуются пониженным содержанием этого элемента.

По данным табл. 1, 2 содержание Sr колеблется в интервале 446–1890 ppm (среднее по 8 анализам – 1153 ppm), Y – 562–1944 ppm (среднее по 8 анализам – 885 ppm), U – 1,31–1,68 ppm (среднее по 3 анализам – 1,53 ppm без учета аномально высокого содержания U в краевой части зерна апатита № 30), Th – 0,28–2,04 ppm (среднее по 4 анализам – 0,94 ppm), Hf – 17,08–48,25 (среднее по 4 анализам – 27,97 ppm). ΣREE – 1420–2963 ppm (среднее по 8 анализам – 1811 ppm).

Отмечается очень слабое фракционирование LREE к тяжелым – La_N/Yb_N 0,05–0,68. Апатиты характеризуются положительными Ce аномалиями ($\text{Ce}/\text{Ce}^* - 1,58\text{--}1,92$). Eu аномалии, за исключением одного анализа (табл. 3) имеют положительные или

слабо отрицательные значения: $\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0,94\text{--}1,34$ (см. табл. 3).

Обсуждение результатов

Апатиты из высокотемпературных метаморфических пород и продуктов их диафтореза (няртинский комплекс, «маньхобеинская» и шокуринская свиты), с одной стороны, и низкотемпературных метаморфитов – продуктов проградного метаморфизма (пуйвинская свита) – с другой, отличаются морфологическими особенностями, которые связаны с разными условиями метаморфизма пород. В апатитах из пород пуйвинской свиты в отличие от «высокотемпературных» апатитов отсутствуют дополнительные грани {2131}, {2021}. Их появление связывается с внешними факторами – составом расплава или раствора и обстановкой кристаллизации [Путивцева, 1985]. Кроме того в сланцах пуйвинской свиты зерна апатита содержат относительно изометричные, иногда округлые ядра, представляющие собой в различной степени окатанные обломки этого же минерала.

Апатит с перламутровым отливом, который, наряду с обычным, обнаружен в частично диафторированных породах няртинского комплекса, а также повсеместно в породах «маньхобеинской» и шокуринской свит, вероятнее всего, обязан своему появлению процессам низкотемпературного диафтореза. Такое предположение представляется наиболее предпочтительным, поскольку в сильно диафторированных породах шокуринской свиты и в «маньхобеинской свите» количество его значительно выше, чем в слабо диафторированных породах няртинского комплекса. В отдельных пробах из низкотемпературных диафторитов такие апатиты составляют более 90% от общего содержания этого минерала [Пыстина, 2022]. Наличие параллельной трещиноватости в зернах апатита с перламутровым оттенком, а также значительное уменьшение в них минеральных включений дают основание считать, что эти особенности внутреннего строения отмеченных разновидностей апатита также связаны с процессами диафтореза пород.

Наличие каемок монацита в апатите, вероятно, связано с частичным плавлением пород при высокотемпературном метаморфизме. Подобные монацитовые каемки описаны в зернах апатита из тоналитовых гнейсов комплекса Лимпопо, где их образование связывается с процессами гранитизации [Сафонов и др., 2019]. Появление новообразований монацита в апатите из богатых H_2O пород (метапелитов), которые испытали частичное плавление во время высокотемпературного метаморфизма, может быть объяснено, как это предполагают Д. Харлов и соавт. [Harlov et al.,

2007], с перераспределением REE из-за щелочных флюидов, вытесненных во время кристаллизации силикатного расплава. REE могут включаться в структуру апатита или удаляться из нее посредством сопряженных реакций замещения: $\text{REE}^{2+} + \text{Na}^+ = 2\text{Ca}^{2+}$ и $\text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+} = \text{P}^{5+} + \text{Ca}^{2+}$ [Pan, Fleet, 2002; Hughes, Rakovan, 2015] и могут, например, быть удалены из апатита с образованием других минералов, содержащих REE, таких как монацит $[(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{LREE}) \text{PO}_4]$ [Harlov, 2015].

Апатиты отличаются степенью проявления оптической неоднородности (и зональности). В высокотемпературных породах (гнейсах няргинского комплекса) встречаются слабозональные относительно однородные апатиты, характеризующиеся в CL-изображениях светлой окраской (см. рис. 2, *a, b*). Краевые части обнаруживают более темную окраску, но ширина их относительно небольшая и темные зоны проявлены фрагментарно (рис. 2, *d*). В диафторированных породах апатиты преимущественно оптически неоднородны (рис. 2, *e-h*). В некоторых случаях можно предполагать наличие концентрической ростовой зональности (рис. 2, *h*). Но чаще внутреннее строение минерала выглядит сложным и не закономерным. Соотношение светлых и темных зон, их контрастность и взаимное расположение сильно варьируют. Темные зоны занимают как краевые части зерен, так и центральные участки и часто имеют «неправильные» очертания.

Образование мозаичной неоднородности в апатитах, как было показано выше, скорее всего, связано с неполной перекристаллизацией минерала при ретроградных преобразованиях, последовавших за высокотемпературным метаморфизмом пород.

В апатитах из низкотемпературных проградно метаморфизованных пород – сланцев пуйвинской свиты с их метаморфизмом связана только кристаллизация оторочек зерен, окаймляющих дометаморфические ядра. Они также обнаруживают зональность (рис. 2, *i-l*). При этом на CL-снимках краевые части зон новообразованных оторочек обычно более темные, чем внутренние, примыкающие к ядрам. В свою очередь, ядра на CL-снимках могут иметь как светлую, так и темную окраску или же обнаруживают оптическую неоднородность, иногда со сложной конфигурацией отдельных зон.

Установленные различия в характере оптической неоднородности (и зональности), а также наличие или отсутствие в минерале ядер дометаморфического апатита можно использовать для разделения низкотемпературных метаморфических образований – продуктов проградного и ретроградного метаморфизма.

Все апатиты из различно метаморфизованных пород рассматриваемого региона относятся к фторапа-

титам. Апатиты из высокотемпературных метаморфитов отличаются от апатитов из низкотемпературных метаморфитов – продуктов проградного метаморфизма более высоким содержанием этого элемента: 2,85–4,82 и 1,98–2,42 мас. % соответственно. Увеличение содержания фтора во фторапатитах с увеличением степени метаморфизма объясняется меньшей подвижностью фтора во флюиде в сравнении с другими галоген-гидроксильными соединениями [Spear, Joseph, 2002; Kusebauch et al., 2015]. При региональном метаморфизме с повышением температуры происходит «обезвоживание» пород, что, по-видимому, приводит к относительному накоплению этого элемента во флюиде. Содержание фтора в апатите из высокотемпературных метаморфитов и продуктов их ретроградного изменения сопоставимо. Это указывает на то, что при диафторезе не происходит заметное перераспределение данного элемента в рассматриваемом минерале.

Апатиты из высокотемпературных частично диафторированных пород (гнейсов няргинского комплекса) разделяются на две группы по сумме РЗЭ и содержанию отдельных микроэлементов (см. табл. 1, 2). Три зерна апатита (табл. 1, пр. № 3006), которые условно выделяем в первую группу, характеризуются высоким содержанием РЗЭ (2743–3872 ppm). К ним же может быть отнесено зерно пробы № 105 (табл. 2) с содержанием РЗЭ в его центральной части – 1885 ppm. Эти же зерна отличаются повышенным содержанием иттрия. Остальные зерна апатита (вторая группа) отличаются существенно более низким содержанием РЗЭ (270–700 ppm). Особенно наглядно геохимические различия названных групп апатитов проявляются на мультиэлементных (РЗЭ+Sr) спектрах, нормированных по хондриту (рис. 4, *a*). Первая группа отличается от второй повышенными содержаниями легких РЗЭ, а также отчетливо выраженным Sr минимумом.

Вероятно, эти зерна апатита в наименьшей степени затронуты процессами ретроградного преобразования пород. При сравнении полученных спектров для апатитов няргинского комплекса (рис. 4, *a*) с опубликованными спектрами составов РЗЭ апатитов, нормированных по хондриту из высокотемпературных метаморфических пород разных районов (рис. 4, *б*), видно, что только апатиты первой группы могут интерпретироваться как минералы высокотемпературных метаморфических образований. Стронциевый минимум, так же как и отрицательная Eu аномалия, связаны с более ранней кристаллизацией полевого шпата в сравнении с апатитом как при высокотемпературном проградном метаморфизме, так и при гранитизации пород [O'Sullivan et al., 2020].

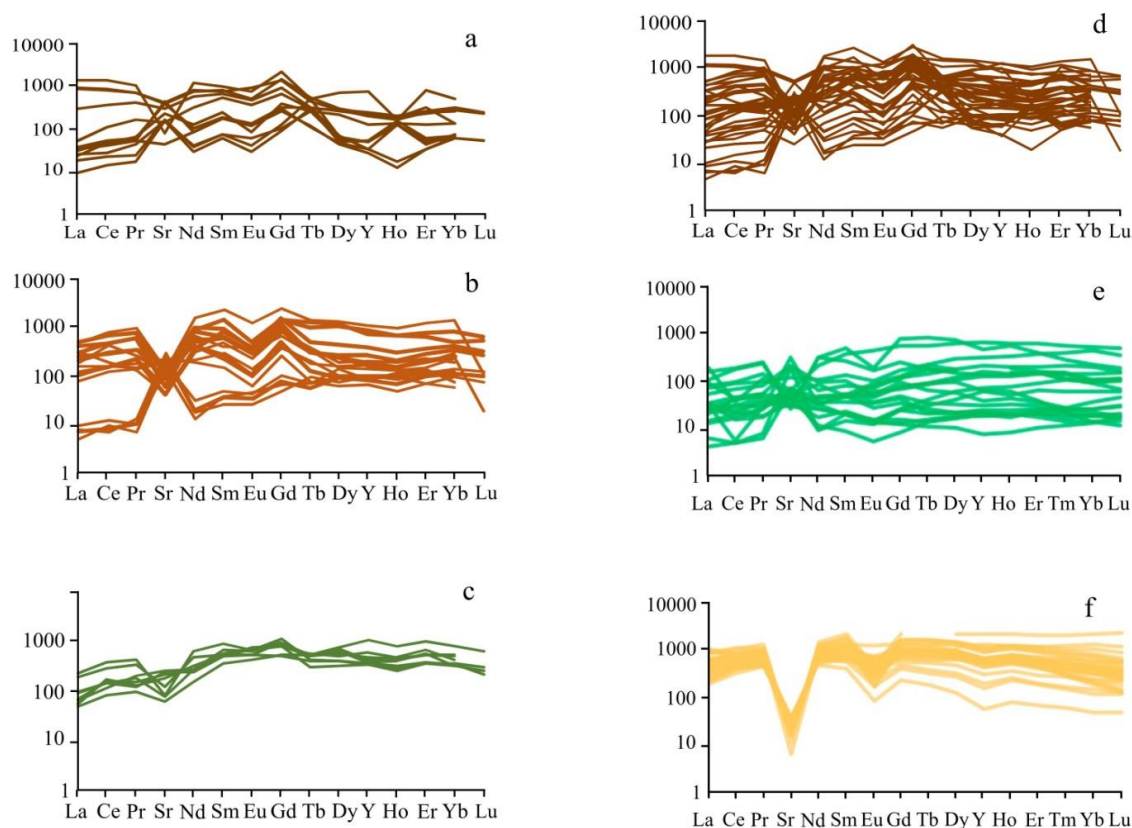


Рис. 4. Мультиэлементные графики REE+Sr апатитов, нормированных по хондриту из метаморфических пород Приполярного Урала

a – няртинский комплекс, b – низкотемпературные диафториты («маньхобейнская» и щокурьинская свиты), c – пуйвинская свита, d – обобщенный график для метаморфизованных пород Приполярного Урала, e – слабо- и среднетемпературные метаморфические породы и метасоматические образования (n = 235), f – высокотемпературные метаморфические породы и лейкосомы (n = 159). Источники данных: a–d – наши данные, e – по [Chu et al., 2009; El Korh et al., 2009; Henrichs et al., 2018, Nishizawa et al., 2018, f – по Bea, Montero, 1999; Belousova et al., 2002; Nutman, 2007; Henrichs et al., 2018]

Fig. 4. Multi-element REE+Sr plots of chondrite-normalized apatites from metamorphic rocks of the Subpolar Urals

a – Nyartinsky complex, b – low-temperature diaphthorites (“Mankhobeinskaya” and Shchokuryinskaya suites), c – Puivinskaya suite, d – generalized plot for metamorphosed rocks of the Subpolar Urals, e – low- and medium-temperature metamorphic rocks and metasedimentary formations (n = 235), f – high-temperature metamorphic rocks and leucosomes (n = 159). Data sources: a–d – our data, e – after [Chu et al., 2009; El Korh et al., 2009; Henrichs et al., 2018, Nishizawa et al., 2018, f – according to [Bea, Montero, 1999; Belousova et al., 2002; Nutman, 2007; Henrichs et al., 2018]

Для второй группы в отличие от первой характерен стронциевый максимум. Особенности микроэлементного состава второй группы апатитов (уменьшение содержания легких РЗЭ и относительное повышение содержания Sr), вероятно, связаны с перераспределением этих элементов между апатитом и полевым шпатом при диафторезе пород.

Аналогичная картина наблюдается при анализе геохимических данных, полученных по апатитам из низкотемпературных диафторитов (сланцев «маньхобейнской» и щокурьинской свит), включая наличие разнонаправленных Sr аномалий на мультиэлементных спектрах, нормированных по хондриту (см. табл. 1, 2, рис. 4, b).

Наличие «высокотемпературных апатитов» в низкотемпературных диафторитах может объясняться тем, что при диафторезе не происходит полной перекристаллизации этого минерала и могут сохраняться геохимические метки, приобретенные им при высокотемпературном метаморфизме и гранитизации пород. Судя по локальным анализам отдельных доменов апатитовых зерен (см. табл. 2, пр. № 1158, № 1214), повышенными содержаниями легких РЗЭ характеризуются светлые зоны (на CL-изображениях) минерала. Очевидно, они принадлежат относительно высокотемпературным реликтовым участкам зерен апатита.

Апатиты из пород низкотемпературного проградного метаморфизма (пуйвинской свиты) отличаются от вышеописанных апатитов отсутствием или менее выраженными Sr и Eu минимумами (см. рис. 4, с).

Суммарные спектры РЗЭ и Sr, нормированных по хондриту, полученные для всех апатитов из метаморфических образований рассматриваемого нами района (рис. 4, d), сопоставимы с соответствующими спектрами этих элементов для апатитов из метаморфических и метасоматических пород, заимствованных из опубликованных источников (рис. 4, e).

Они близки по общему интервалу содержаний РЗЭ (особенно легких), по характерной разнонаправленной ориентировке Sr аномалий и по наличию отрицательных Eu аномалий. Кроме того, в спектре (рис. 4, e) видны отдельные составляющие, в которых слабо выражены или отсутствуют Eu аномалии, аналогичные тем, которые получены для апатитов пуйвинской свиты.

В то же время спектры РЗЭ апатитов из пород няртинского комплекса и комплексов низкотемпературных диафторитов (рис. 4, a, b) отличаются от приведенных выше объектов сравнения (рис. 4, e, f) более изменчивым и сложным распределением РЗЭ, а также пониженным содержанием тяжелых РЗЭ и Y. Такая особенность распределения микроэлементов может быть объяснена тем, что при низкотемпературном преобразовании пород низкие скорости реакции приводят к химическому неравновесию и, как отмечают некоторые исследователи, зерна апатита из одних и тех же образцов могут демонстрировать различия в содержании отдельных микроэлементов на порядки (например, [Gaweda et al., 2018]).

Относительно низкие содержания тяжелых РЗЭ и Y могут быть также связаны с минералогическим составом пород. Изученные нами высокотемпературные метаморфиты в своем составе содержат гранат, который может концентрировать названные элементы. Так, как уже было отмечено выше, снижение содержания тяжелых РЗЭ и Y установлено Ф. Беа и П. Монтеро [Bea, Montero, 1999] при изучении характера перераспределения микроэлементов в апатите при прогрессивном метаморфизме от средних ступеней до гранулитовой фации и частичном плавлении метapelитов зоны Ивреа-Вербано на северо-западе Италии.

На графике Sr/Y – Σ LREE (рис. 5), где на большом фактическом материале, собранном из литературных источников, выделены поля составов апатитов из различных магматических и метаморфических пород, почти все фигуративные точки составов изученных нами апатитов расположились в полях метаморфических образований. При этом апатиты из пород няр-

тинского комплекса (в различной степени диафторированных) и низкотемпературных диафторитов на этом графике не разделяются. Это может быть подтверждением представления об общности метаморфической истории пород, подстилающих пуйвинскую свиту (няртинского комплекса, «маньхобеинской» и щокурийской свит).

Смещение фигуративных точек составов зерен апатита в северо-западный квадрант графика может служить подтверждением того, что они были частично перекристаллизованы именно при низкотемпературном диафторезе, поскольку при низкотемпературной перекристаллизации ранее образованных зерен апатита РЗЭ и Y не полностью сохраняются в новообразованном минерале [Harlov, 2015].

В контуре расположения точек составов апатитов из высокотемпературных метаморфитов и диафторитов по ним находятся также фигуративные точки ядер апатитов из низкотемпературных проградно метаморфизованных пород. При этом все они располагаются в поле высокометаморфизованных пород и продуктов их частичного плавления. Из этого следует, что метаморфические породы, подстилающие пуйвинскую свиту, могли быть источником терригенного материала при ее формировании.

Точки составов краевых частей зерен апатита из вышеуказанной свиты на графике Sr/Y – Σ LREE располагаются в области нерасчлененных низко- и среднетемпературных метаморфитов и метасоматических пород.

Расположение нескольких фигуративных точек составов апатитов из метаморфитов няртинского комплекса и диафторитов в поле гранитов I-типа и основных магматических пород вряд ли дает основание подвергать сомнению метаморфогенное происхождение минерала; схожесть содержаний и соотношений РЗЭ в апатитах из высокотемпературных метаморфических пород и гранитоидов отмечается многими исследователями (например, [Chu et al., 2009]).

Таким образом, сравнение состава апатитов из высокотемпературных и низкотемпературных проградно метаморфизованных пород Приполярного Урала (няртинского комплекса и пуйвинской свиты соответственно) показывает, что с повышением степени метаморфизма в этом минерале увеличивается количество F и РЗЭ (особенно легких). На графиках распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, высокотемпературные апатиты отличаются от апатитов из низкотемпературных проградно метаморфизованных пород повышенным содержанием легких РЗЭ и разным знаком Eu аномалий: для первых характерны отчетливые отрицательные Eu аномалии, для вторых – положительные или слабо отрицательные.

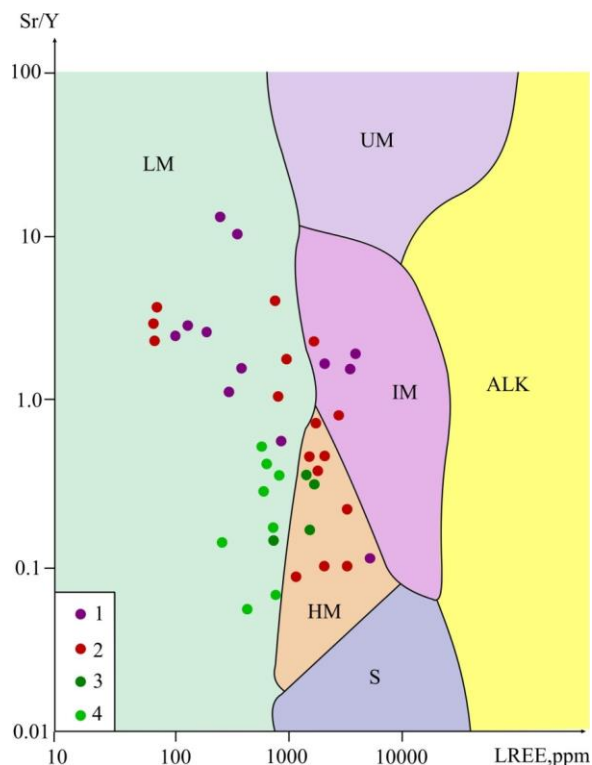


Рис. 5. График зависимости Sr/Y от Σ LREE, нормированных по хондриту, в апатитах из метаморфических пород Приполярного Урала

1–4 – фигуративные точки составов зерен апатита из пород: 1 – няртинского комплекса, 2 – низкотемпературных диафторитов («маньхобеинской» и щокурьинский свит), 3 – пуйвинской свиты. Поля выделены по [O’Sullivan et al., 2020]: ALK – магматические породы, богатые щелочью, IM – гранитоиды I типа и основные магматические породы, LM – низко- и среднетемпературные метаморфические породы и метасоматические образования, HM – частичные расплавы/лейкосомы/высокотемпературные метаморфические породы, S – гранитоиды S типа и «кислые» гранитоиды I типа с высоким индексом насыщения алюминием (ASI), UM – ультраосновные породы

Fig. 5. Plot of Sr/Y versus Σ LREE normalized to chondrite, in apatites from metamorphic rocks of the Subpolar Urals

1–4 – figurative points of the composition of apatite grains from rocks: 1 – Nyartinsky complex, 2 – low-temperature diaphthorites («Mankhobeinskaya» and Shchokuryinskaya suites), 3 – Puivinskaya suite. Fields are allocated according to [O’Sullivan et al., 2020]: ALK – alkali-rich igneous rocks, IM – type I granitoids and mafic igneous rocks, LM – low- and medium-temperature metamorphic rocks and metasomatic formations, HM – partial melts/leucosomes/high-temperature metamorphic rocks, S – S-type granitoids and “acid” type I granitoids with a high aluminum saturation index (ASI), UM – ultramafic rocks

Влияние процессов диафтореза на состав апатитов однозначно оценить трудно из-за разной степени перекристаллизации минералов при низкотемпературном преобразовании пород и, по-видимому, сохранению во многих случаях реликтовых геохимических меток, приобретенных этим минералом на более ранних стадиях кристаллизации.

Анализ спектров (PЗЭ+Sr) апатитов, нормированных по хондриту, с учетом приведенных выше данных по морфологическим особенностям, внутреннему строению зерен минерала, наличию и составу минеральных включений, дает возможность предполагать, что верхняя часть спектра (с повышенным содержанием легких PЗЭ и четко выраженным Sr минимумом) принадлежит высокотемпературным апати-

там, а нижняя часть (с пониженным содержанием легких PЗЭ и положительной Sr аномалией) – в различной степени перекристаллизованным апатитам при низкотемпературном диафторезе.

Из приведенных выше данных следует, что при диафторезе пород в апатите снижается содержание легких PЗЭ и повышается отношение Sr/Y. При этом отрицательные Eu аномалии, характерные для высокотемпературных апатитов, сохраняются.

Закключение

Сравнение состава акцессорного апатита из различно метаморфизованных пород докембрийского разреза Приполярного Урала (продуктов проградного метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой

фаций, низкотемпературных диафторитов по метаморфитам амфиболитовой фации) показало, что с повышением степени метаморфизма в этом минерале увеличивается количество F и PЗЭ (особенно легких). Высокотемпературные апатиты также отличаются от апатитов из низкотемпературных проградно метаморфизованных пород разным знаком Eu аномалий на спектрах PЗЭ, нормированных по хондриту: для первых характерны отрицательные Eu аномалии, для вторых – преимущественно их отсутствие.

Изменение состава апатита при диафторезе заключается в уменьшении содержания легких PЗЭ, увеличении отношения Sr/Y и в смене знака Sr аномалий на спектрах распределения PЗЭ и Sr, нормированных по хондриту, с отрицательной на положительную. В то же время эти изменения могут быть выражены незначительно, поскольку даже в случае полного замещения первичных метаморфических минеральных парагенезисов новообразованными низкотемпературными минералами апатит испытывает только частичную перекристаллизацию и не утрачивает полностью геохимические свойства, приобретенные им на более

ранних стадиях кристаллизации. В частности, апатиты из диафторитов, так же как и из высокотемпературных метаморфитов, характеризуются повышенным содержанием F и наличием отрицательных Eu аномалий. Этим они отличаются от апатитов из низкотемпературных пород – продуктов проградного метаморфизма, в составе которых ниже содержание F, а Eu аномалии положительные или слабо отрицательные.

Важным результатом для геологической практики может служить то, что по микроэлементному составу, а также некоторым морфологическим особенностям акцессорного апатита (присутствию детритовых ядер в апатитах из проградно метаморфизованных низкотемпературных пород, наличию перламутрового блеска и включений монацита в апатитах из низкотемпературных диафторитов и др.) можно уверенно отличать продукты проградного низкотемпературного метаморфизма от ретроградно измененных метаморфических пород, которые часто визуально не различимы, что может приводить к ошибкам при геологическом картировании и проведении региональных геологических исследований.

Список источников

- Багдасарян Т.Э., Гайдук А.В., Хубанов В.Б., Латышев А.В., Веселовский Р.В.** Первые результаты трекового датирования апатита с применением LA-ICP-MS из кровли фундамента Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклиза) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 510, № 2. С. 39–43.
- Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С.** Состав минералов (апатит, магнетит, ильменит и др.) как отражение процессов формирования рудных тел и расслоенности в Кусинской габбровой интрузии (Южный Урал). Литосфера. 2019. Т. 19, № 4. С. 533–557.
- Ветров Е.В., Буслов М.М., Де Г.И.** Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое–кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 125–142.
- Гордиенко В.В.** Типоморфизм химического состава граната и апатита в гранитных пегматитах // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. 2008. № 6. С. 114–128.
- Денисова Ю.В.** Термометрия апатита из гранитов Николайшорского массива (Приполярный Урал // Материалы Всероссийской научной конференции. Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2018. С. 61–63.
- Иванов А.И., Журавлев В.А., Кравченко А.А., Лоскутов Е.Е.** Типоморфизм апатитов Медвежьего, Юхтинского и Желтулинского мезозойских щелочных массивов (Южная Якутия) // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока России: Материалы 8-й Всесоюз. Рос. науч.-практ. конф. Т. 2. Якутск : Издательство СВФУ, 2018. С. 71–75.
- Краснобаев А.А., Холоднов В.В.** Редкоземельные элементы в апатитах и цирконах из гранитоидов и метаморфитов гнейсово-мигматитовых комплексов Урала и их петрологическая информативность // Кристаллохимические особенности силикатных минералов Урала. Свердловск : УНЦ АН СССР, 1981. С. 14–40.
- Попвасев К.С.** Минералогия и P-T условия образования амфиболитов няринского метаморфического комплекса и маньхобейской свиты Приполярного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2022. Т. 21, № 3. С. 216–228.
- Путищева Н.В.** Морфология апатита // Известия вузов. Геология и разведка. 1985. № 2. С. 31–37.
- Пыстин А.М.** Карта метаморфизма Приполярного и южной части Полярного Урала // Серия препринтов «Научные доклады». Сыктывкар : Коми НЦ УрО АН СССР, 1991. 20 с.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.** Геологическая позиция и возраст маньхобейской свиты (RF1?) на Приполярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018а. № 9. С. 3–9.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.** Геологическая позиция и возраст щокурьинской свиты на Приполярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018б. № 10. С. 3–9.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.** Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского научного центра РАН. Геология докембрия. 2019. Т. 7, № 2. С. 34–52.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Хубанов В.Б.** Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Доклады Российской академии наук. 2019. Т. 488, № 2. С. 54–57.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б.** Нижний докембрий в структуре палеозойа на Приполярном Урале // Доклады Российской академии наук. 2019. Т. 486, № 5. С. 572–576.
- Пыстина Ю.И.** Типоморфизм апатитов метаморфических пород северной части Приполярного Урала // Известия Коми НЦ УрО РАН. Науки о Земле. 2022. № 2. С. 55–63.

- Савко К.А., Пилюгин С.М., Новикова М.А.** Состав апатита из пород разного возраста железисто-кремнистых образований Воронежского кристаллического массива как индикатор флюидного режима метаморфизма // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2007. № 2. С. 78–93.
- Сафонов О.Г., Бутвина В.Г., Лиманов Е.В., Косова С.А.** Минеральные индикаторы реакций с участием солевых компонентов флюидов в глубокой литосфере // Петрология. 2019. Т. 27, № 5. С. 525–556.
- Соболев А.В., Батанова В.Г.** Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена // Петрология. 1995. Т. 3, № 5. С. 487–495.
- Стратиграфические** схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 152 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В.** Обманщик-апатит – уникальный индикатор материнских горных пород и руд, а также петро-, лито- и рудогенеза // Уральский геологический журнал. 2022. № 1. С. 3–88.
- Abdullin F., Solé J., Solari L., Shchepetilnikova V., Meneses-Rocha J.J., Pavlinova N., Rodríguez-Trejo A.** Single-grain apatite geochemistry of Permian–Triassic granitoids and Mesozoic and Eocene sandstones from Chiapas, southeast Mexico: implications for high pressure and temperature: implications for the F and Cl content of high P-T fluids // Earth Planet Sci. Lett. 2016. V. 117. P. 251–263.
- Antignano A., Manning C.E.** Fluorapatite solubility in H₂O and H₂O–NaCl at 700 to 900 °C and 0.7 to 2.0 GPa // Chemical Geology. 2008. V. 251. P. 112–119.
- Bea F., Montero P.** Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63 (7–8). P. 1133–1153.
- Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Trace-element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, Northwestern Queensland // Australian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 48. P. 603–619.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.L.** Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143 (5). P. 602–622.
- Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J.** Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. P. 1341–1354.
- Brenan J.M.** Partitioning of fluorine and chlorine between apatite and aqueous fluids at high pressure and temperature: implications for the F and Cl content of high P-T fluids // Earth and Planetary Sciences Letters. 1993. V. 117. P. 251–263.
- Carrapa B., DeCelles P.C., Reiners P.W., Gehrels G.E., Sudo M.** Apatite triple dating and white mica ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes: A multiphase tectonothermal history // Geology. 2009. V. 37 (5). P. 407–410.
- Chu M.F., Wang K.L., Griffin W.L., Chung S.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Iizuka Y.** Apatite Composition: Tracing Petrogenetic Processes in Transhimalayan Granitoids // Journal of Petrology. 2009. V. 50 (10). P. 1829–1855.
- Danisk M.** Integration of fission-track thermochronology with other geochronologic methods on single crystals // Fission-track thermochronology and its application to geology. Cham : Springer, 2019. P. 93–108.
- El Korh A., Schmidt S.T., Ulianov A., Potel S.** Trace element partitioning in hp-lt metamorphic assemblages during subduction-related metamorphism, Ile de Groix, France: a Detailed LA-ICPMS Study // Journal of Petrology. 2009. V. 50 (6). P. 1107–1148.
- Enkelmann E., Ehlers T.A., Buck G., Schatz A.K.** Advantages and challenges of automated apatite fission track counting // Chemical Geology. 2012. V. 322–323. P. 278–289.
- Gawęda A., Szopa K., Chew D.M., Gary J., O'Sullivan G.J., Burda J., Klötzli U., Golonka J.** Variscan post-collisional cooling and uplift of the Tatra Mountains crystalline block constrained by integrated zircon, apatite and titanite LA-(MC)-ICP-MS U-Pb dating and rare earth element analyses // Chemical Geology. 2018. V. 484. P. 191–209.
- Harlov D.E., Forster H.J., Nijland T.G.** Fluid-induced nucleation of (Y + REE)-phosphate minerals within apatite: nature and experiment. Part I Chlorapatite // American Mineralogist. 2002. V. 87. P. 245–261.
- Harlov D.E., Forster H.J.** Fluid-induced nucleation of REE phosphate minerals in apatite: nature and experiment. Part II. Fluorapatite // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 1209–1229. doi: 10.2138/am-2003-8-905
- Harlov D.E., Wirth R., Forster H.J.** An experimental study of dissolution-reprecipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150. P. 268–286. doi: 10.1007/s00410-005-0017-8
- Harlov D.E., Wirth R., Hetherington C.J.** The relative stability of monazite and huttonite at 300–900 °C and 200–1000 MPa: Metasomatism and the propagation of metastable mineral phases // American Mineral. 2007. V. 92. P. 1652–1664. doi: 10.2138/am.2007.2459
- Harlov D.E., Wirth R., Hetherington C.J.** Fluid-mediated partial alteration in monazite: the role of coupled dissolution–reprecipitation in element redistribution and mass transfer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2011. V. 162. P. 329–348. doi: 10.1007/s00410-010-0599-7.
- Harlov D.E.** Apatite: A fingerprint for metasomatic processes // Elements. 2015. V. 11. P. 171–176.
- Henrichs I.A., O'Sullivan G.J., Chew D.M., Mark C., Babechuk M.G., McKenna C., Emo R.** The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite // Chemical Geology. 2018. V. 483. P. 218–238.
- Henrichs I.A., Chew G.J., O'Sullivan G.J., Mark C., McKenna C., Guyett P.** Trace-element (Mn-Sr-Y-Th-REE) and U-Pb isotope systematics of metapelitic apatite during progressive greenschist- to amphibolite-facies Barrovian metamorphism // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20 (8). P. 4103–4129.
- Horie K., Hidaka H., Gauthier-Lafaye F.** Elemental distribution in apatite, titanite and zircon during hydrothermal alteration: Durability of immobilization mineral // Physics and Chemistry of the Earth. 2008. V. 33. P. 962–968.
- Hughes J.M., Rakovan J.F.** Structurally robust, chemically diverse: apatite and apatite supergroup minerals // Elements. 2015. V. 11. P. 165–170.
- Jepson G., Carrapa B., George S.W.M., Triantafyllou A., Ega S.M., Constenius K.N., Gehrels G.E., Ducea M.N.** Resolving mid- to upper-crustal exhumation through apatite petrochronology and thermochronology // Chemical Geology. 2021. V. 565 (1):120071. doi: 10.1016/j.chemgeo.2021.120071
- Jung S., Hellebrand E.** Textural, geochronological and chemical constraints from polygenetic titanite and monogenetic apatite from a mid-crustal shear zone: An integrated EPMA, SIMS, and TIMS study // Chemical Geology. 2007. V. 241 (1–2). P. 88–107.

- Kusebauch C., John T., Whitehouse M. J., Engvik A.R. Apatite as probe for the halogen composition of metamorphic fluids (Bamble Sector, SE Norway) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2015. V. 170. P. 1–20.
- Malusà M.G., Fitzgerald P.G. (Eds.). *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology*. Cham : Springer, 2019. 393 p.
- Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M., Spence J., Coogan L.A. Apatite trace elements compositions: A robust new tool for mineral exploration // *Economic Geology*. 2016. V. 111. P. 1187–1222.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Nishizawa M., Takahata N., Terada K., Komiya T., Ueno Y., Sano Y. Rare-earth element, lead, carbon, and nitrogen geochemistry of apatite-bearing metasediments from the similar to 3.8 Ga Isua supracrustal belt, West Greenland // *International Geology Review*. 2018. V. 47 (9). P. 952–970.
- Nutman A.P. Apatite recrystallisation during prograde metamorphism, Cooma, southeast Australia: implications for using an apatite – graphite association as a biotracer in ancient metasedimentary rocks // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2007. V. 54. P. 1023–1032.
- O'Sullivan G.J., Chew D.M., Samson S.D. Detecting magma-poor orogens in the detrital record // *Geology*. 2016. V. 44. P. 871–874.
- O'Sullivan G.J., Chew D. M., Morton A.C., Mark C., Henrichs I.A. Integrated Apatite Geochronology and Geochemistry Tool for Sedimentary Provenance Analysis // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. V. 19 (4). P. 1309–1326.
- O'Sullivan G.J., Chew D., Kenny G., Henrichs I., Mulligan D. The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies // *Earth-Science Review*. 2020. V. 201. P. 1–20. 103044. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.103044
- Palma G., Barra F., Reich M., Valencia V., Simon A.C., Vervoort J., Leisen M., Romero R. Halogens, trace element concentrations, and Sr-Nd isotopes in apatite from iron oxide-apatite (IOA) deposits in the Chilean iron belt: Evidence for magmatic and hydrothermal stages of mineralization // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2019. V. 246. P. 515–540.
- Pan Y., Fleet M.E. Compositions of the apatite-group minerals: Substitution mechanisms and controlling factors // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. V. 48. P. 13–49.
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: Evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic Age // *International Geology Review*. 2020. V. 62 (17). P. 2189–2202.
- Sallet R., Sabatier H. A new formulation of the biotite-apatite geothermometer. Applications to magmatic and sub-solidus conditions: Santa Catarina, Brazil, and Bingham, USA mining districts; Bishop Tuff, USA and Ploumanach granite, France. *Sociedade Brasileira de Geologia // Congresso Brasileiro de Geologia*. 1996. V. 39. P. 115–119.
- Smith M.P., Yardley B.W.D. Fluid evolution during metamorphism of the Otago Schist, New Zealand; (II), Influence of detrital apatite on fluid salinity // *Metamorphic Geology*. 1999. V. 17. P. 187–193.
- Spear F.S., Joseph M.P. Apatite, Monazite and Xenotime in Metamorphic Rocks // *Reviews on mineralogy and geochemistry*. 2002. V. 48 (1). P. 293–335.
- Tang Y.T., Han C.M., Bao Z.K., Huang Y.Y., Hea W., Hua W. Analysis of apatite crystals and their fluid inclusions by synchrotron radiation X-ray fluorescence microprobe // *Spectrochim Acta*. 2005. V. 60. P. 439–446.
- Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Zakharov V.S. Apatite fission track thermochronology of Khibina Massif (Kola Peninsula, Russia): Implications for post-Devonian Tectonics of the NE Fennoscandia // *Tectonophysics: International Journal of Geotectonics and the Geology and Physics of the Interior of the Earth*. 2015. V. 665. P. 157–163.
- Zhu C., Sverjensky D.A. Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55 (7). P. 1837–1858.
- Zhu C., Sverjensky D.A. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56 (9). P. 3435–3467.

References

- Bagdasaryan T.E., Gaiduk A.V., Khubanov V.B., Latyshev A.V., Veselovsky R.V. First results of track dating of apatite using LA-ICP-MS from the roof of the Siberian platform basement (Nepsko-Botuobinskaya antecline) // *Doklady Akademii Nauk* [Doklady Earth Sciences]. 2023. V. 510, No. 2. pp. 39–43. In Russian
- Bocharnikova T.D., Kholodnov V.V., Shagalov E.S. Composition of minerals (apatite, magnetite, ilmenite, etc.) as a reflection of the processes of ore body formation and stratification in the Kusinskaya gabbro intrusion (Southern Urals) // *Litosfera* [Lithosphere]. 2019. V. 19, No. 4. pp. 533–557. In Russian
- Vetrov E.V., Buslov M.M., De G.I. Evolution of tectonic events and relief of the southeastern part of the Altai Mountains in the late Mesozoic-Cenozoic according to the data of track thermochronology of apatite // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2026. Vol. 57, No. 1. pp. 125–14. In Russian
- Gordienko V.V. *Tipomorfizm khimicheskogo sostava granata i apatita v granitnykh pegmatitakh* [Typomorphism of chemical composition of garnet and apatite in granite pegmatites] // *Questions of geochemistry and typomorphism of minerals*. 2008. No. 6. pp. 114–128. In Russian
- Denisova Yu.V. *Termometriya apatita iz granitov Nikolayshorskogo massiva (Pripolyarnyy Ural)* [Thermometry of apatite from granites of the Nikolaishor massif (Subpolar Urals)] // *Proceedings of the All-Russian scientific conference*. Ekaterinburg: IGG UB RAS. 2018. pp. 61–63. In Russian
- Ivanov A.I., Zhuravlev V.A., Kravchenko A.A., Loskutov E.E. *Tipomorfizm apatitov Medvedevskogo, Yukhtinskogo i Dzheltulinskogo mezozoysskikh shchelochnykh massivov (Yuzhnaya Yakutiya)* [Typomorphism of apatites of the Medvedevsky, Yukhtinsky and Dzheltulinsky Mesozoic alkaline massifs (Southern Yakutia)] // *Geology and useful minerals of the North-East of Russia: Proceedings of the 8th All-Union Russian scientific and practical conference*. V. 2. Yakutsk: Publishing house of NEFU, 2018. pp. 71–75. In Russian
- Krasnobayev A.A., Kholodnov V.V. *Redkozemel'nyye elementy v apatitakh i tsirkonakh iz granitoidov i metamorfizov gneysomigmatitovykh kompleksov Urala i ikh petrologicheskaya informativnost* [Rare earth elements in apatites and zircons from granitoids and

- metamorphites of gneiss-migmatite complexes of the Urals and their petrological information content] // Crystallochemical features of silicate minerals of the Urals. Sverdlovsk: Ural Scientific Center of the USSR Academy of Sciences, 1981. pp. 14–40. In Russian
- Popvasev K.S. Mineralogy and P-T conditions of formation of amphibolites of the Nyartinsky metamorphic complex and the Mankhobeinskaya suite of the Subpolar Urals // *Vestnik Permskogo universiteta Geologiya* [Bulletin of Perm University. Geology]. 2022. V. 21, No. 3. pp. 216–228. In Russian
- Putitvseva N.V. Morphology of apatite // *Izvestiya universitetov. Geologiya i razvedka* [News of universities. Geology and exploration]. 1985. No. 2. pp. 31–37. In Russian
- Pystin A.M. *Karta metamorfizma Pripolyarnogo i yuzhnoy chasti Polyarnogo Urala* [Map of metamorphism of the Subpolar and southern part of the Polar Urals] // Series of preprints “Scientific reports”. Syktyvkar: Komi Scientific Center of the Ural Branch of the USSR Academy of Sciences. 1991. 20 p. In Russian
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. Geological position and age of the Mankhobein suite (RF₁?) in the Subpolar Urals // *Vestnik Instituta geologii Komi NTS UrO RAN* [Bulletin of the Institute of Geology of the Komi SC UB RAS]. 2018a. No. 9. pp. 3–9. In Russian
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. Geological position and age of the Shchokuryinsky formation in the Subpolar Urals // *Vestnik Instituta geologii Komi NTS UrO RAN* [Bulletin of the Institute of Geology of the Komi SC UB RAS]. 2018b. No. 10. pp. 3–9. In Russian
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. Precambrian of the Subpolar Urals: chronostratigraphic aspect // *Trudy Karel'skogo NTS RAN. Geologiya dokembriya*. [Transactions of the Karelian SC RAS. Precambrian Geology]. 2019. V. 7, No. 2. pp. 34–52. In Russian
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Khubanov V.B. First results of U-Pb dating of detrital zircons from basal deposits of the Upper Precambrian of the Subpolar Urals // *Doklady Akademii Nauk* [Doklady Earth Sciences]. 2019. V. 488, No. 2. pp. 54–57. In Russian
- Pystina Yu. I., Pystin A. M., Khubanov V. B. Lower Precambrian in the Paleozoic structure in the Subpolar Urals // *Doklady Akademii Nauk* [Doklady Earth Sciences]. 2019. T. 486, No. 5. pp. 572–576.
- Pystina Yu.I. Typomorphism of apatites of metamorphic rocks of the northern part of the Subpolar Urals // *Izvestiya Komi NTS UrO RAN* [Bulletin Komi SC UB RAS. Earth Sciences]. 2022. No. 2. pp. 55–63. In Russian
- Savko K.A., Pilyugin S.M., Novikova M.A. Composition of apatite from rocks of different ages of ferruginous-siliceous formations of the Voronezh crystalline massif as an indicator of the fluid regime of metamorphism // *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Geologiya* [Bulletin of the Voronezh State University. Geology]. 2007. No. 2. pp. 78–93. In Russian
- Sobolev A.V., Batanova V.G. Mantle lherzolites of the Troodos ophiolite complex, Cyprus Island: geochemistry of clinopyroxene // *Petrologiya* [Petrology]. 1995. V. 3, No. 5. pp. 487–495. In Russian
- Stratigraficheskiye skhemy Urala (dokembriy, paleozoy)* [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Ekaterinburg: Urageolkom, 1993. 152 p. In Russian
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. Deceiver-apatite - a unique indicator of parent rocks and ores, as well as petro-, litho- and ore genesis // *Ural'skiy geologicheskii zhurnal* [Ural Geological Journal]. 2022. No. 1. pp. 3–88. In Russian
- Abdullin F., Solé J., Solari L., Shchepetilnikova V., Meneses-Rocha J.J., Pavlinova N., Rodríguez-Trejo A. Single-grain apatite geochemistry of Permian–Triassic granitoids and Mesozoic and Eocene sandstones from Chiapas, southeast Mexico: implications for high pressure and temperature: implications for the F and Cl content of high P-T fluids // *Earth Planet Sci Let.* 2016. V. 117. pp. 251–263.
- Antignano A., Manning C.E. Fluorapatite solubility in H₂O and H₂O–NaCl at 700 to 900 °C and 0.7 to 2.0 GPa // *Chemical Geology*. 2008. V. 251. pp. 112–119.
- Bea F., Montero P. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63(7–8). pp. 1133–1153.
- Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Trace-elementsignatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, Northwestern Queensland // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 48. pp. 603–619.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.L. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 143(5). pp. 602–622.
- Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J. Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. pp. 1341–1354.
- Brenan J.M. Partitioning of fluorine and chlorine between apatite and aqueous fluids at high pressure and temperature: implications for the F and Cl content of high P-T fluids // *Earth and Planetary Sciences Letters*. 1993. V. 117. pp. 251–263.
- Carrapa B., DeCelles P.C., Reiners P.W., Gehrels G.E., Sudo M. Apatite triple dating and white mica ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes: A multiphase tectonothermal history // *Geology*. 2009. V. 37(5). pp. 407–410.
- Chu M.F., Wang K.L., Griffin W.L., Chung S.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Iizuka Y. Apatite Composition: Tracing Petrogenetic Processes in Transhimalayan Granitoids // *Journal of Petrology*. 2009. V. 50(10). pp. 1829–1855.
- Danisik M. Integration of fission-track thermochronology with other geochronologic methods on single crystals // *Fission-track thermochronology and its application to geology*. Cham: Springer. 2019. pp. 93–108.
- El Korh A., Schmidt S.T., Ulianov A., Potel S. Trace element partitioning in hp-lt metamorphic assemblages during subduction-related metamorphism, Ile de Groix, France: a Detailed LA-ICPMS Study // *Journal of Petrology*. 2009. V. 50(6). pp. 1107–1148.
- Enkelmann E., Ehlers T.A., Buck G., Schatz A.K. Advantages and challenges of automated apatite fission track counting // *Chemical Geology*. 2012. V. 322–323. pp. 278–289.
- Gawęda A., Szopa K., Chew D.M., Gary J., O'Sullivan G.J., Burda J., Klötzli U., Golonka J. Variscan post-collisional cooling and uplift of the Tatra Mountains crystalline block constrained by integrated zircon, apatite and titanite LA-(MC)-ICP-MS U-Pb dating and rare earth element analyses // *Chemical Geology*. 2018. V. 484. pp. 191–209.
- Harlov D.E., Forster H.J., Nijland T.G. Fluid-induced nucleation of (Y + REE)-phosphate minerals within apatite: nature and experiment. Part I Chlorapatite // *American Mineralogist*. 2002. V. 87. pp. 245–261.
- Harlov D.E., Forster H.J. Fluid-induced nucleation of REE phosphate minerals in apatite: nature and experiment. Part II. Fluorapatite // *American Mineralogist*. 2003. V. 88. pp. 1209–1229. doi: 10.2138/am-2003-8-905.
- Harlov D.E., Wirth R., Forster H.J. An experimental study of dissolution-reprecipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 150. pp. 268–286. doi.org/10.1007/s00410-005-0017-8.

- Harlov D.E., Wirth R., Hetherington C.J. The relative stability of monazite and huttonite at 300–900 °C and 200–1000 MPa: Metasomatism and the propagation of metastable mineral phases // *American Mineral.* 2007. V. 92. pp. 1652–1664. doi: 10.2138/am.2007.2459.
- Harlov D.E., Wirth R., Hetherington C.J. Fluid-mediated partial alteration in monazite: the role of coupled dissolution–reprecipitation in element redistribution and mass transfer // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2011. V. 162. pp. 329–348. doi: 10.1007/s00410-010-0599-7
- Harlov D.E. Apatite: A fingerprint for metasomatic processes // *Elements.* 2015. V.11. pp. 171–176.
- Henrichs I.A., O'Sullivan G.J., Chew D.M., Mark C., Babechuk M.G., McKenna C., Emo R. The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite // *Chemical Geology.* 2018. V. 483. pp. 218–238.
- Henrichs I.A., Chew G.J. O'Sullivan G.J., Mark C., McKenna C., Guyett P. Trace-element (Mn-Sr-Y-Th-REE) and U-Pb isotope systematics of metapelitic apatite during progressive greenschist- to amphibolite-facies Barrovian metamorphism // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2019. V. 20 (8). pp. 4103–4129.
- Horie K., Hidaka H., Gauthier-Lafaye F. Elemental distribution in apatite, titanite and zircon during hydrothermal alteration: Durability of immobilization mineral // *Physics and Chemistry of the Earth.* 2008. V. 33. pp. 962–968.
- Hughes J.M., Rakovan J.F. Structurally robust, chemically diverse: apatite and apatite supergroup minerals // *Elements.* 2015. V. 11. pp. 165–170.
- Jepson G., Carrapa B., George S.W.M., Triantafyllou A., Ega S.M., Constenius K.N., Gehrels G.E., Ducea M.N. Resolving mid- to upper-crustal exhumation through apatite petrochronology and thermochronology // *Chemical Geology.* 2021. V. 565(1):120071. doi: 10.1016/j.chemgeo.2021.12007
- Jung S., Hellebrand E. Textural, geochronological and chemical constraints from polygenetic titanite and monogenetic apatite from a mid-crustal shear zone: An integrated EPMA, SIMS, and TIMS study // *Chemical Geology.* 2007. V. 241(1–2). pp. 88–107.
- Kusebauch C., John T., Whitehouse M. J., Engvik A.R. Apatite as probe for the halogen composition of metamorphic fluids (Bamble Sector, SE Norway) // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2015. V. 170. pp. 1–20.
- Malusà M.G., Fitzgerald P.G. (Eds.). *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology.* Cham: Springer, 2019. 393 p.
- Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M., Spence J., Coogan L.A. Apatite trace elements compositions: A robust new tool for mineral exploration // *Economic Geology.* 2016. V. 111. pp. 1187–1222.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology.* 1995. V. 120. pp. 223–253.
- Nishizawa M., Takahata N., Terada K., Komiya T., Ueno Y., Sano Y. Rare-earth element, lead, carbon, and nitrogen geochemistry of apatite-bearing metasediments from the similar to 3.8 Ga Isua supracrustal belt, West Greenland // *International Geology Review.* 2018. V. 47 (9). pp. 952–970.
- Nutman A.P. Apatite recrystallisation during prograde metamorphism, Cooma, southeast Australia: implications for using an apatite – graphite association as a biotracer in ancient metasedimentary rocks // *Australian Journal of Earth Sciences.* 2007. V. 54. pp. 1023–1032.
- O'Sullivan G.J., Chew D.M., Samson S.D. Detecting magma-poor orogens in the detrital record // *Geology.* 2016. V. 44. pp. 871–874.
- O'Sullivan G.J., Chew D.M., Morton A.C., Mark C., Henrichs I.A. Integrated Apatite Geochronology and Geochemistry Tool for Sedimentary Provenance Analysis // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2018. V. 19 (4). pp. 1309–1326.
- O'Sullivan G.J., Chew D., Kenny G., Henrichs I., Mulligan D. The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies // *Earth-Science Review.* 2020. V. 201. pp. 1–20. 103044. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.103044.
- Palma G., Barra F., Reich M., Valencia V., Simon A.C., Vervoort J., Leisen M., Romero R. Halogens, trace element concentrations, and Sr-Nd isotopes in apatite from iron oxide-apatite (IOA) deposits in the Chilean iron belt: Evidence for magmatic and hydrothermal stages of mineralization // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2019. V. 246. pp. 515–540.
- Pan Y., Fleet M.E. Compositions of the apatite-group minerals: Substitution mechanisms and controlling factors // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* 2002. V. 48. pp. 13–49.
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: Evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic Age // *International Geology Review.* 2020. V. 62 (17). pp. 2189–2202.
- Sallet R., Sabatier H. A new formulation of the biotite-apatite geothermometer. Applications to magmatic and sub-solidus conditions: Santa Catarina, Brazil, and Bingham, USA mining districts; Bishop Tuff, USA and Ploumanac'h granite, France. *Sociedade Brasileira de Geologia // Congresso Brasileiro de Geologia.* 1996. V. 39. pp. 115–119.
- Smith M.P., Yardley B.W.D. Fluid evolution during metamorphism of the Otago Schist, New Zealand; (II), Influence of detrital apatite on fluid salinity // *Metamorphic Geology.* 1999. V. 17. pp. 187–193.
- Spear F.S., Joseph M.P. Apatite, Monazite and Xenotime in Metamorphic Rocks // *Reviews on mineralogy and geochemistry.* 2002. V. 48 (1). pp. 293–335.
- Tang Y.T., Han C.M., Bao Z.K., Huang Y.Y., Hea W., Hua W. Analysis of apatite crystals and their fluid inclusions by synchrotron radiation X-ray fluorescence microprobe // *Spectrochim Acta.* 2005. V. 60. pp. 439–446.
- Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Zakharov V.S. Apatite fission track thermochronology of Khibina Massif (Kola Peninsula, Russia): Implications for post-Devonian Tectonics of the NE Fennoscandia // *Tectonophysics: International Journal of Geotectonics and the Geology and Physics of the Interior of the Earth.* 2015. V. 665. pp. 157–163.
- Zhu C., Sverjensky D.A. Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1991. V. 55 (7). pp. 1837–1858.
- Zhu C., Sverjensky D.A. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1992. V. 56 (9). pp. 3435–3467.

Информация об авторах:

Пыстина Ю.И., доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория региональной геологии, Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия.

E-mail: yuliya_pystina@mail.ru

Пыстин А.М., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория региональной геологии, Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия.

E-mail: pystin.48@mail.ru

Потапов И.Л., кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория региональной геологии, Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия.

E-mail: ilpotapov@geo.komisc.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Pystina Yu.I., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Principal Research Fellow, Laboratory of Regional Geology, Institute of Geology named after N.P. Yushkin, FRC KSC UB RAS, Syktyvkar, Russia.

E-mail: yuliya_pystina@mail.ru

Pystin A.M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Principal Research Fellow, Laboratory of Regional Geology, Institute of Geology named after N.P. Yushkin, FRC KSC UB RAS, Syktyvkar, Russia.

E-mail: pystin.48@mail.ru

Potapov I.L., PhD. (Geol.-Miner.), Research Fellow, Laboratory of Regional Geology, Institute of Geology named after N.P. N.P. Yushkin, FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia.

E-mail: ilpotapov@geo.komisc.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 08.10.2024; одобрена после рецензирования 25.04.2025; принята к публикации 20.11.2025

The article was submitted 08.10.2024; approved after reviewing 25.04.2025; accepted for publication 20.11.2025

Научная статья
УДК 552.545: 550.46
doi: 10.17223/25421379/37/6



ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТРАВЕРТИНОВ ТАЛОВСКИХ ЧАШ (КОЛЫВАНЬ-ТОМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Мухриддин Шамсиддин угли Садиров¹, Ирина Валентиновна Вологодина²,
Екатерина Матвеевна Дутова³, Евгения Михайловна Асочакова⁴,
Платон Алексеевич Тишин⁵, Элдор Шавки угли Туробов⁶

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

³ Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

⁶ Самаркандский государственный университет им. Шарофа Рашидова, Самарканд, Узбекистан

¹ sadirovmuhriddin02@gmail.com

² ivv@mail.tsu.ru

³ dutova@tpu.ru

⁴ ev.asochakova@gmail.com

⁵ tishin_pa@mail.ru

⁶ turoboveldor@gmail.com

Аннотация. Исследованы геохимия подземных вод и состав травертинов Таловских чаш (Колывань-Томская складчатая зона). В составе травертиновых построек установлены кальцит, бернессит, терригенная примесь кварца и глинистых минералов. Выявлены высокие концентрации ряда микроэлементов и положительная Eu-аномалия, что указывает на глубинное происхождение питающих флюидов и их восстановительный характер. Травертины выступают как эффективный геохимический барьер, концентрирующий элементы при разгрузке подземных вод.

Ключевые слова: Таловские чаши, травертин, бернессит, морфология, подземные воды, редкоземельные элементы, Колывань-Томская складчатая зона, Западная Сибирь

Источник финансирования: исследование выполнено при финансовой поддержке госзадания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWM-2025-0015).

Для цитирования: Садиров М.Ш., Вологодина И.В., Дутова Е.М., Асочакова Е.М., Тишин П.А., Туробов Э.Ш. Геохимические особенности подземных вод и вещественный состав травертинов Таловских чаш (Колывань-Томская складчатая зона, Западная Сибирь) // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 90–105. doi: 10.17223/25421379/37/6

Original article
doi: 10.17223/25421379/37/6

GEOCHEMICAL FEATURES OF GROUNDWATER AND MATERIAL COMPOSITION OF TRAVERTINES OF THE TALOVSKIYE CHASHI (KOLYVAN-TOMSK FOLDED ZONE, WESTERN SIBERIA)

Mukhriddin Sh. Sadirov¹, Irina V. Vologdina², Ekaterina M. Dutova³,
Evgeniya M. Asochakova⁴, Platon A. Tishin⁵, Eldor Sh. Turobov⁶

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

³ National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

⁶ Samarkand State University named after Sharof Rashidov

¹ sadirovmuhriddin02@gmail.com

² ivv@mail.tsu.ru

³ dutova@tpu.ru

⁴ ev.asochakova@gmail.com

⁵ tishin_pa@mail.ru

⁶ turoboveldor@gmail.com

Abstract. The article presents the results of a comprehensive study of the geochemical features of groundwater and the material composition of the travertines of the Talovskiye Chashi, located in the Kolyvan-Tomsk folded zone (Western Siberia). The study of this object is relevant for understanding the processes of modern mineral formation in groundwater discharge zones, assessing

the influence of deep fluids, and the role of geochemical barriers in the concentration of trace elements. The aim of the work was to establish the relationship between the composition of groundwater feeding the travertine structures and the mineralogical and geochemical characteristics of the forming carbonate sediments. A complex of analytical methods included optical and electron (SEM) microscopy, X-ray diffraction analysis (XRD), inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES) and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) for the determination of major, trace and rare earth element composition.

It was established that the travertines of the Talovskiy Chashi are represented by two main varieties: calcite and birnessite-calcite. The calcite content reaches 87–98 %. The presence of birnessite (up to 7 %), a manganese oxyhydroxide, gives the samples a dark color and is associated with oxidative conditions at the geochemical barrier.

Geochemical studies showed that travertines are generally depleted in most trace elements relative to the Clarke of carbonate rocks. However, a sample from the common flow shows increased concentrations of typically lithophile elements (Ti, Zr, Nb, Sc, Cr), which is explained by an increase in clastic (terrigenous) admixture. Special attention is paid to the behavior of rare earth elements (REE). It was found that travertines effectively concentrate REE ($\Sigma \text{REE} = 0.45\text{--}15.15 \text{ mg/kg}$) by 3–4 orders of magnitude compared to water ($\Sigma \text{REE max } 0.00023 \text{ } \mu\text{g/l}$). All travertines are characterized by significant enrichment in light REE (LREE). A key indicator of fluid origin is europium: an extremely positive Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 6.05\text{--}8.17$) was recorded in the travertines of the Udivitel'naya chasha, which is a reliable sign of hydrothermal influence and the inflow of deep reduced waters enriched in Eu^{2+} . The waters themselves also show positive Eu anomalies and a Ce deficit, which further confirms their deep, rather than infiltration, nature.

Thus, the travertines of the Talovskiy Chashi represent not only a unique natural object but also an informative geochemical indicator system, recording complex water-rock interaction processes, migration, and differentiation of elements at the boundary between deep fluids and surface conditions. The results contribute to the understanding of the mechanisms of meteorogenic travertine formation in tectonically active areas and can be used in the reconstruction of paleohydrogeochemical settings.

Keywords: Talovskiy Chashi, travertine, birnessite, morphology, groundwater, rare earth elements, Kolyvan-Tomsk folded zone, Western Siberia

Source of financing: The research was carried out within the framework of the State assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project No. FSWM-2025-0015).

For citation: Sadirov M.Sh., Vologdina I.V., Dutova E.M., Asochakova E.M., Tishin P.A., Turobov E.Sh. (2025) Geochemical features of groundwater and material composition of travertines of the Talovskiy chashi (Kolyvan-Tomsk folded zone, Western Siberia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. 90–105. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/37/6

Введение

Травертин (известковый туф) – это пористая карбонатная порода, образовавшаяся в результате хемогенного осаждения карбонатов кальция из термальных или холодных углекислых источников [Уткин, 2003; Pentecost, 2005; Юшкин 2009; Рихванов и др., 2012; Capezzuoli et al., 2014; Деев и др., 2017; Giustini et al., 2018; Yang et al., 2024]. Травертинообразование характерно для многих современных тектонически активных областей, и его рассматривают как показатель активности разломов и зон повышенной трещиноватости, контролирующих распределение травертиновых полей [Деев и др., 2017]. Согласно общепринятой классификации [Pentecost, Viles, 1994; Giustini et al., 2018], травертины по источнику углекислоты, изотопно-геохимическим характеристикам делятся на два класса: термогенные и метеогенные. Термогенные травертины имеют глубинный источник углекислоты, исследователи указывают на тесную связь между циркуляцией травертинообразующих флюидов и активными разломами [Деев, Кох, 2024]. Метеогенные травертины формируются преимущественно из биогенного или атмосферного углекислого газа, растворенного в неглубоких водоносных горизонтах.

В Западной Сибири, в пределах Колывань-Томской складчатой зоны и Салаира, широко развиты

процессы карбонатообразования и яркого морфологического его проявления – травертинообразования из холодных пресных вод [Копылова и др., 1971; Петрова и др., 2002; Дутова, 2001; Шварцев и др., 2007; Вологодина и др., 2015; Кох и др., 2018; Dutova, 2020]. Особые гидрогеохимические условия этого региона способствуют формированию метеогенных травертиновых построек преимущественно известкового состава, с примесями железистых и марганцевых фаз, в зависимости от состава отлагающих их вод.

В нашей работе приведены результаты изучения геохимии (микроэлементного состава) природных вод и комплексного анализа травертинов Таловских чаш, включая их минералогический состав, морфологию и геохимию. Проведенные исследования дополняют имеющиеся представления о процессах формирования вторичных минеральных фаз в ходе эволюции системы «вода–порода». Теория взаимодействия воды с горными породами разработана С.Л. Шварцевым, одним из положений которой является представление о формировании разнообразных гидрогенно-минеральных комплексов [Шварцев, 1998, 2008; Геологическая..., 2007].

1. Объекты, материалы и методы исследования

1.1. Объект исследования. Территория исследований расположена в Томском районе в северо-восточ-

ной части Колывань-Томской складчатой зоны, которая является естественной областью распространения травертинов [Копылова и др., 1971; Минерагения..., 2001]. Она входит в Центрально-Западно-Сибирскую (Обь-Зайсанскую) складчатую систему, на востоке и юго-востоке ограничена Томским надвигом [Кошкарёв, 2002].

Колывань-Томская складчатая зона в Томском районе представлена Томским прогибом – это крупный синклиниорий, выполненный терригенными флишевыми отложениями девона–карбона мощностью около 6 км [Геологическое строение..., 1987; Гудымович и др., 2009; Парначёв, 2010]. Томский прогиб имеет чешуйчато-складчатое строение и состоит из серии крупных линейных складок, разделённых системой продольных надвигов, сбросов и взбросов, также широко проявлены поперечные и диагональные системы нарушений. Район характеризуется системой тектонических трещин западного и северо-западного простирания, к которым приурочены дайки «томских диабазов» и долины рек Тугояковка, Басандайка, Ушайка и Киргизка, а также холодные источники, образующие карбонатные травертины [Минералогия..., 2001; Петрова и др., 2002; Уткин, 2002; Лепокурова, 2005].

Подземные воды изучаемого региона характеризуются сложным режимом, разнообразием химического состава и сложными условиями залегания. Исследователи выделяют в регионе два геолого-гидрогеологических структурных этажа: верхний – мезозойско-кайнозойский, представленный толщей рыхлых отложений, с пластовыми водами; нижний – складчатый протерозойско-палеозойский фундамент, сложенный терригенными породами, известняками, мраморами, амфиболитами, вулканитами, обводненными преимущественно в верхней трещиноватой зоне (трещинные воды) [Удодов, 1971; Колубаева и др., 2010; Колубаева, 2012]. Наиболее интересны воды зон разрывных нарушений, с которыми связывают формирование травертинов и других минеральных новообразований. Трещинные воды отличаются более высокой минерализацией (0,6–0,8 г/л), спецификой газового состава, постоянным дебитом источника [Петрова и др., 2002].

Объектом исследования являются травертиновые постройки «Таловские чаши», расположенные в 40 км к юго-востоку от г. Томска в верховьях реки Басандайки (рис. 1, а) и отнесенные к памятникам природы. На его территории отмечается несколько известковых чаш различных форм и размеров, сформировавшихся в местах выхода родников на поверхность, стенки чаш протягиваются вдоль по потоку на некоторое расстояние (рис. 1, б). Наиболее крупная травертиновая чаша (Удивительная) имеет площадь 2 м², высота её стенок около 1 м, толщина 20–30 см,

заполнена водой. Родники приурочены к толще четвертичных отложений, представленных лёссовидными суглинками.

Дебит источника, вокруг которого сформирована чаша Удивительная, составляет около 1 л/с (июль – август). Родник зимой не замерзает, и температура воды колеблется в пределах 4–5 °С. Согласно опубликованным данным, воды родников являются пресными (300–1100 мг/л), нейтральными или слабощелочными (рН 6,6–8,4) гидрокарбонатными кальциевыми или кальциево-магниевыми. Средняя минерализация подземных вод составляет 580 мг/л. Содержание в воде свободного СО₂ достигает 120 мг/л, что в 6 раз больше фоновых содержаний [Шварцев и др., 2007].

1.2. Материалы и методы. Материал для исследований был отобран в летний период 2024 г. (июль). Образцы травертинов и пробы воды отобраны из двух чаш: из чаши Удивительная и чаши меньшего размера. Образец из чаши Удивительная разделен на две части – существенно карбонатного состава (1) и с примесью бернесситовой фазы (2) (см. рис. 2). Также образцы травертинов и проба воды отобраны в месте общего стока с чаш, в 20 м от истока родников.

Особенности состава и строения травертинов изучены в шлифах в проходящем свете с использованием оптического микроскопа Leica DM750P с цифровой камерой Leica MC170 HD, с помощью аналитического комплекса сканирующего электронного микроскопа (РЭМ) TESCAN Mira III LMU в сочетании с системой анализа элементного состава AZTEC ADVANCED. Диагностика общего минерального состава проводилась с использованием методов рентгенофазового анализа на дифрактометре X'Pert PRO (PANalytical, Нидерланды).

Химический состав травертинов анализировался методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES) (спектрометр серии iCAP 7400 Duo Termo Fisher Scientific, США). Определение содержания микроэлементов выполнялось посредством масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе Agilent 7500 (Agilent Technologies, США).

Аналитические исследования выполнены с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета.

Для выявления характера концентрирования микроэлементов в травертинах и водах использовались подходы нормирования относительно соответствующих кларковых значений. Распределение микроэлементов в травертине нормировалось по кларку осадочных карбонатных пород, в воде – по кларку речной воды [Gromet et al., 1984; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Goldstein, Jacobsen, 1988].

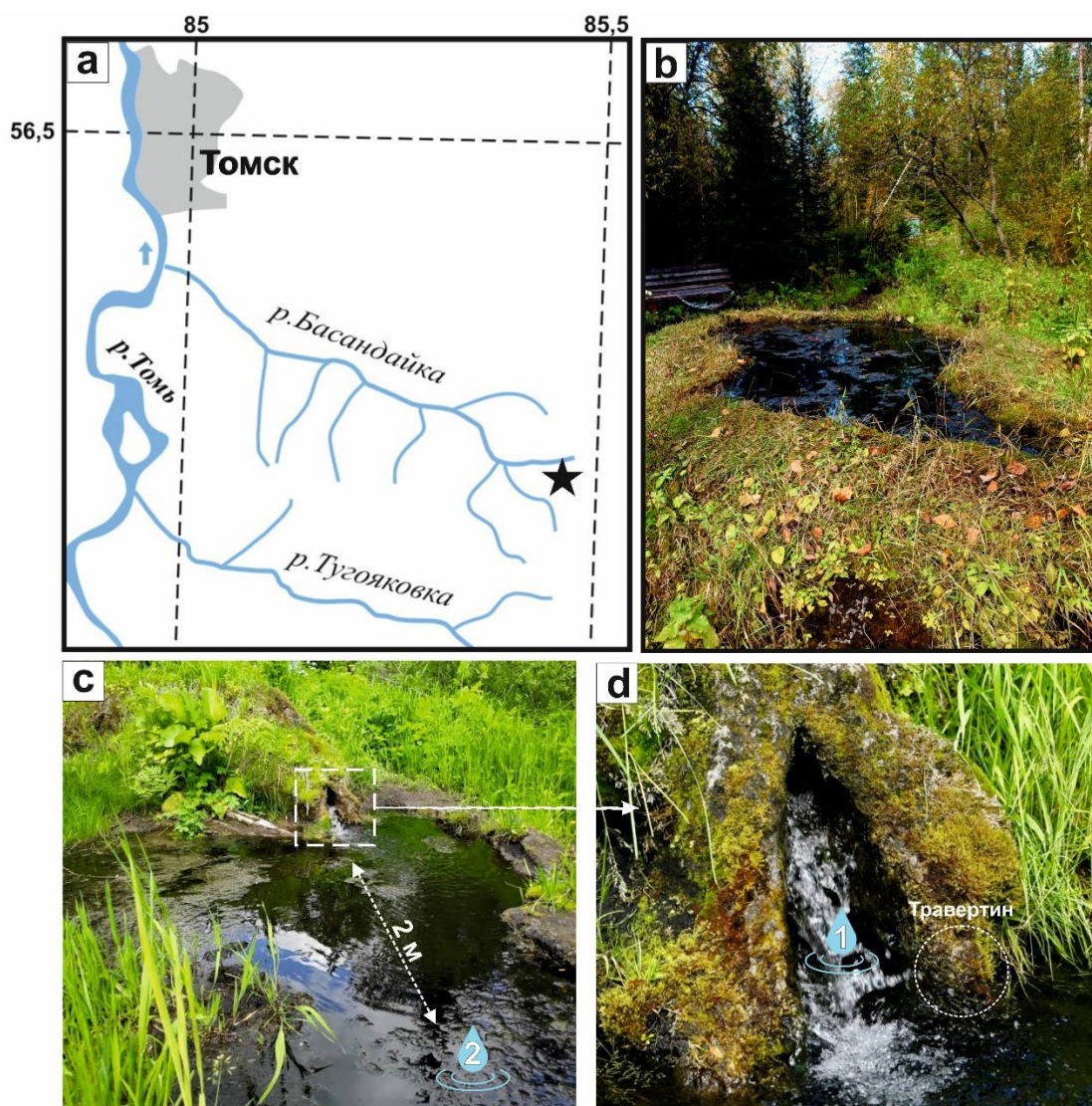


Рис. 1. а – район исследования Таловские чаши; б – объект исследования (чаша Удивительная);
с–d – места отбора проб воды и травертинов

Fig. 1. a – study area Talovskiy chashi; b – study object (chasha Udivitnaya); c–d – sampling location

2. Результаты исследования и их обсуждение

2.1. Морфология и состав травертинов. Строение и морфология изученных нами образцов травертина расширяет ранее полученные характеристики [Баженков, Соколова, 1988; Петрова и др., 2002; Петрова и др., 2003; Уткин, 2003; Шварцев, 2007; Yang et al., 2024; Tang et al., 2025]. По химическому и минеральному составу (табл. 1), согласно проведенным исследованиям, травертины сложены преимущественно кальцитом, его содержание достигает 90–98 %. Среди второстепенных минералов отмечается бернессит ($((\text{Na}, \text{Ca})_{0.5}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_2\text{O}_4 \times 1,5\text{H}_2\text{O})$), содержание которого варьирует до 7 %, и примесь кварца (1–10 %). Установлено, что присутствие бернессита придает

кальцитовому травертину более темную окраску (рис. 2). Таким образом были выделены травертины – кальцитовые и бернессит-кальцитовые. Образец травертина из общего стока родников содержит примесь кварца, бернессита, доломита и глинистых минералов.

Кальцитовые травертины характеризуются микропористой текстурой. Размер пор варьирует до 2–3 мм, их очертания извилисты. Стенки пор сложены тонко- и микрозернистым (пелитоморфным) агрегатом кальцита с зональным строением, где чередуются слои с разной гранулометрией. Часто наблюдаются полные псевдоморфозы кальцита по органическим остаткам (мох). В качестве аксессуарной примеси присутствуют единичные зёрна терригенного кварца и плагиоклаза (см. рис. 3).

Бернессит-кальцитовые травертины отличаются более высокой степенью кристалличности и скорлуповато-натёчной текстурой. Бернессит образует сажистые налёты и корочки (мощностью до 0,5 мм), покрывающие кальцитовые агрегаты (рис. 2). Под микроскопом он фиксируется в виде крустификационных оторочек по контурам растительных реликтов, а

также выполняет поровые пространства. Кристалло-морфологические особенности бернессита включают треугольные и сферолитоподобные агрегаты размером до 0,2 мм. Минерал непрозрачен, имеет чёрный цвет и повышенный рельеф на фоне кальцита; интерференционные цвета не наблюдаются из-за интенсивной собственной окраски (рис. 3).



Рис. 2. Образцы травертинов

Цифрами показаны места проб для аналитических исследований: 1 – чаша Удивительная (кальцитовый участок); 2 – чаша Удивительная (участок с бернесситом); 3 – вторая чаша; 4 – общий сток с чаш, в 20 м от истока родников

Fig. 2. Travertine samples

The numbers indicate the locations of samples for analytical studies: 1 – chasha Udivitnaya (calcite part); 2 – chasha Udivitnaya (with birnessite part); 3 – the second chasha; 4 – common flow from the chashas, 20 m from the source of the springs

Таблица 1

Химический и минеральный состав травертинов, %

Table 1

Chemical and mineral composition of travertines, %

№ пр	1	2	3	4
	Чаша Удивительная (кальцитовая)	Чаша Удивительная (с бернесситом)	Вторая чаша	Общий сток с чаш, в 20 м от истока родников
SiO ₂ , %	2,2	2,48	2,63	9,22
Al ₂ O ₃	0,1	0,09	0,33	1,9
Fe ₂ O ₃ общ	0,15	0,2	0,36	2,09
MnO	0,16	10,71	6,61	5,61
MgO	0,53	0,43	0,62	0,6
CaO	53,02	46,61	49,36	46,6
Na ₂ O	0,02	0,04	0,06	0,21
K ₂ O	–	0,03	0,03	0,23
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,14
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,04	0,13
S	0,06	0,06	0,04	0,04
ППП	43,26	38,95	39,54	32,91
Сумма	99,56	99,64	99,64	99,68

Минеральный состав, об. %

Кальцит	97	90	97	87
Кварц	1	3	1	10
Бернессит	2	7	2	1
Доломит	–	–	–	2
Глинистые минералы	–	–	–	<1

На основе данных растровой электронной микроскопии установлены особенности микростроения травертинов (рис. 4). *Кальцитовые разности* характеризуются агрегатным строением с развитой пористой текстурой. Агрегаты овальной формы (до 1 мм в поперечнике) содержат поры двух типов: межагрегатные (округлые и щелевидные) и более мелкие внутриагрегатные полости. Размер пор варьирует от 0,15 до 0,2 мм. Стенки пор демонстрируют зональное строение, выраженное в чередовании слоёв мелкозернистого и микрозернистого (пелитоморфного) кальцита. Агрегаты сложены субпараллельно ориентированными пластинчатыми микрокристаллами кальцита, формирующими плотную структуру с видимыми ступенчатыми гранями роста.

Бернессит-кальцитовые разности отличаются почковидным строением, обусловленным присутствием бернессита. РЭМ-исследования выявили, что бернессит образует изолированные глобулярные скопления размером до 300 мкм, контрастирующие с ровными поверхностями кальцитовой массы. При увеличении

установлено, что данные агрегаты состоят из сфероидальных частиц (диаметром до 30 мкм), сросшихся между собой. Такая морфология указывает на коллоидно-химический механизм осаждения марганцевой фазы и её пространственное обособление от карбонатного матрикса.

2.2. Геохимическая характеристика травертинов и воды.

Травертины. Геохимические особенности микроэлементов в изученных травертинах демонстрируют различия травертинов из чаш и общего стока вдали от родников (табл. 2, рис. 5). Травертины характеризуются ниже кларковых для карбонатных пород концентрациями большинства микроэлементов. Образец травертина из стока с чаш имеет близкларковое содержание для большинства элементов и вышекларковое для Sc, Cr, Mn, Co, Cu, Nb, Mo, Cs, Sr, Ba (рис. 5).

Кальцитовый или бернессит-кальцитовый травертины в целом демонстрируют схожие уровни накопления элементов, отличаются лишь V, Zn, Zr, Ta, W, Pb, Th и U, отражая различия в условиях осаждения и механизмах концентрирования.

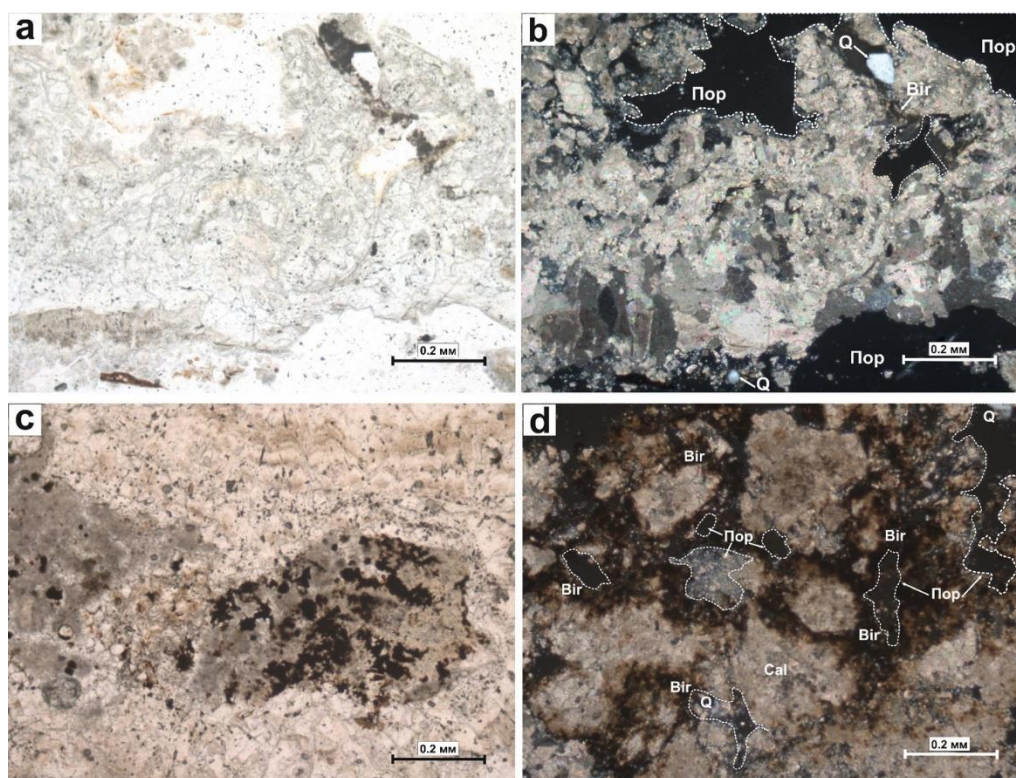


Рис. 3. Особенности строения кальцитового и бернессит-кальцитового участков травертина

Микропористый кальцитовый травертин с терригенной примесью кварца: а – николи II; б – николи +. Слоистая микротекстура и взаимоотношения кальцита и бернессита: с – николи II, д – николи +. Условные обозначения: Bir – бернессит, Q – кварц, Cal – кальцит, Пор – поры

Fig. 3. Structural features of the calcite and berneissite-calcite sections of travertine

Microporous calcitic travertine with a terrigenous quartz admixture: а – parallel Nicols; б – crossed Nicols; Laminar microtexture and relationships between calcite and berneissite: с – parallel Nicols, д – crossed Nicols. Legend: Bir – berneissite, Q – quartz, Cal – calcite, Пор – pores

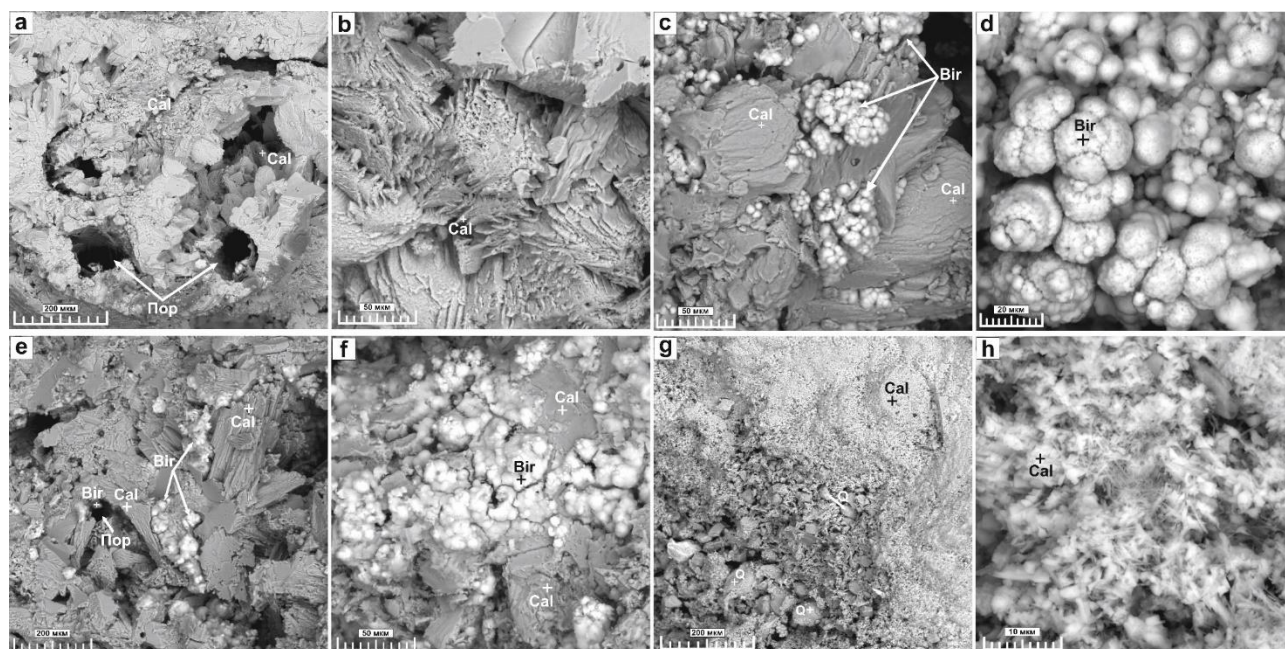


Рис. 4. Микростроение и состав травертинов. Режим BSE

a, b – чаша Удивительная (кальцитовая); c, d – чаша Удивительная (с бернесситом); e, f – вторая чаша; g, h – общий сток с чаш, в 20 м от истока родников. Условные обозначения: Bir – бернессит, Cal – кальцит, Пор – поры

Fig. 4. Microstructure and composition of travertines. BSE mode

a, b – chasha Udivitnaya (calcite); c, d – chasha Udivitnaya (with birnessite); e, f – second chasha; g, h – total flow from the chasha s, 20 m from the spring source. Legend: Bir – birnessite, Cal – calcite, Пор – pores

Известно, что такие элементы, как Sr и Ba, могут изоморфно замещать Ca^{2+} в решетках кальцита [Макрыгина, 2011; Кох и др., 2015; Koralay, İmge, 2025]. Вследствие чего мы видим их более высокое содержание в преимущественно кальцитовых разностях. Марганец в травертинах выделяется в виде собственного минерала – бернессита. Его образование происходит из холодных слабоминерализованных вод в нейтральных или слабощелочных условиях на окислительном барьере [Баженов, Соколова, 1988; Koçak, 2010; Кох и др., 2015].

Проба 4, отобранная в 20 м от истока, аккумулирует материал со всей площади дренирования. Об этом свидетельствуют максимальные содержания типично литофильных и терригенных элементов: Ti (800 мг/кг), Zr (24,5 мг/кг), Nb (2,25 мг/кг), Hf, Ta, а также Al и K. Эти элементы входят в состав устойчивых акцессорных и тяжелых минералов, привносимых водным потоком. Поэтому повышенные содержания Sc, Cr, Nb, Cs в этой пробе в первую очередь связаны с увеличением доли кластической (аллотигенной) компоненты в осадке [Gromet et al., 1984; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Макрыгина, 2011; Nordstrom, 2011].

Бернессит обладают исключительно высокой сорбционной емкостью. В окислительных условиях

ручьевого стока они активно осаждаются и селективно сорбируют из воды катионы трех- и четырехвалентных элементов Co, Cu, Ni, Zn, Pb и Mo [Баженов, Соколова, 1988; Koçak, 2020].

Поведение U чувствительно к редокс-условиям: в окислительных водах уран мигрирует и при осаждении карбонатов или на поверхности Fe-Mn-оксидов U(VI) может сорбироваться. Высокие концентрации ряда редких и рассеянных элементов (Mo, Nb, Cs, Sc, U, As) указывают на то, что питающие травертиновые системы воды являются не просто инфильтрационными, а глубинными, циркулировавшими по зонам разрывных нарушений и длительно взаимодействовавшими с горными породами [Дубинин, 2006; Шварцев и др., 2007].

В подземных водах концентрации ряда макро- и микроэлементов (Na, Mg, Ca, Sc, V, Mn, Fe, Co, Ni, Se, Sr, Ba, U) превышают средние кларковые значения речных вод содержания (рис. 5, a). Ca, Mg, Sr, Ba, Na, U – элементы, связанные с растворением карбонатных и алюмосиликатных минералов [Шварцев и др., 2007; Гудымович и др., 2009; Колубаева и др., 2010; Макрыгина, 2011; Колубаева, 2012]. Высокие концентрации Mn (до 2,6 мг/л) и Fe, Co, Ni связывают с их мобилизацией в восстановительных условиях в глубинных частях водоносного горизонта, где происходит

растворение породообразующих минералов, а также, возможно, сульфидов. При последующем выходе воды на поверхность и окислении эти элементы ак-

тивно соосажаются, формируя бернессит-содержащие травертины [Баженов, Соколова, 1988; Шварцев и др., 2007].

Т а б л и ц а 2

Содержание микроэлементов в изученных травертине и воде

Т а б л и ц а 2

Content of trace elements in travertine and water

Травертины, мг/кг					Вода, мг/л					
№ пр	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6
Li	3,404	2,837	1,048	4,757	0,0114	0,0135	0,0094	0,0112	0,012	0,0125
Be	0,029	0,003	0,016	0,242	0,00001	0,00001	0,00002	0,00001	0,00002	–
Na	–	–	–	–	13,89	12,78	9,72	13,26	14,18	4,31
Mg	–	–	–	–	29,42	24,95	18,91	28,22	28,05	8,33
Al	–	–	–	–	0,059	0,096	0,115	0,021	0,024	0,02
K	–	–	–	–	0,835	0,845	1,13	0,782	0,794	–
Sc	0,373	0,714	0,556	2,983	0,0069	0,0061	0,0055	0,0068	0,0066	–
Ti	19,08	17,196	57,376	800,063	0,0041	0,0026	0,0058	0,003	0,0029	0,0004
V	4,48	0,094	0,764	19,074	0,016	0,0095	0,01	0,0113	0,009	0,0095
Cr	7,379	4,95	4,021	23,213	0,0089	0,0069	0,0078	0,0082	0,0083	0,0005
Fe	–	–	–	–	0,115	0,091	0,137	0,11	0,097	0,1
Mn	1287,16	1857,336	1283,106	3595,235	2,279	1,029	0,234	2,633	0,145	1,302
Co	4,341	3,068	4,481	15,324	0,0021	0,0008	0,0005	0,0029	0,0008	0,0004
Ni	0,663	0,692	0,96	5,973	0,0016	0,0011	0,0013	0,0022	0,0013	0,0009
Cu	3,866	11,627	3,425	7,964	0,0018	0,0007	0,0012	0,0009	0,0006	–
Zn	1,717	7,798	9,293	15,816	0,0035	0,0038	0,0027	0,0045	0,0029	–
Ga	1,816	1,734	0,577	5,219	0,0002	0,0001	–	0,0003	0,0001	–
Se	–	–	–	–	0,0252	0,0171	0,0104	0,0176	0,0134	0,0139
Rb	0,211	0,362	0,752	11,214	0,0013	0,0044	0,0014	0,0007	0,0006	–
Sr	592,474	366,748	622,951	513,225	0,742	0,594	0,486	0,704	0,708	0,716
Y	0,209	0,118	0,405	5,694	0,00004	0,00001	0,00004	0,00003	0,00002	–
Zr	1,451	0,757	2,652	24,489	–	–	–	–	–	–
Nb	0,076	0,066	0,201	2,249	–	–	–	–	–	–
Mo	0,845	0,853	0,755	10,709	0,00301	0,00152	0,00102	0,00237	0,00192	0,00001
Cd	–	–	–	–	0,00003	0,0001	0,00001	0,00007	0,00001	–
Sn	–	–	–	–	0,00066	0,00048	0,0008	0,00059	0,0005	0,00001
Sb	–	–	–	–	0,00007	0,00009	0,00014	0,00006	0,00004	–
Cs	0,035	0,01	0,029	0,552	0,00003	0,00004	0,00003	0,00001	0,00001	–
Ba	67,867	57,733	25,727	214,635	0,041	0,022	0,065	0,044	0,038	0,052
Hf	0,017	0,012	0,054	0,531	–	–	–	–	–	–
Ta	0,008	0,001	0,014	0,164	–	–	–	–	–	–
W	0,368	0,031	0,071	0,26	–	–	–	–	–	–
Tl	0,012	0,001	0,007	0,013	–	–	–	–	–	–
Pb	0,423	2,496	2,161	4,347	0,00051	0,00038	0,00043	0,00048	0,00041	0,00004
Th	0,031	0,067	0,113	1,538	–	–	0,00002	–	0,00001	–
U	3,338	0,828	3,502	4,419	0,0022	0,0022	0,00093	0,00229	0,00195	0,00016

Примечание. Здесь и в табл. 3: 1 – чаша Удивительная; 2 – чаша Удивительная (с бернесситом); 3 – вторая чаша; 4 – общий сток с чаш, в 20 м от истока родников.

Note. Here and in the table 3: 1 – chasha Udivitelnaya; 2 – chasha Udivitelnaya (with birnessite); 3 – the second chasha; 4 – common flow from the chashas, 20 m from the source of the springs.

Примечание. Здесь и в табл. 3: 1 – чаша Удивительная; 2 – 2 метра от чаши Удивительная; 3 – 5 метров от чаши Удивительная; 4 – вторая чаша; 5 – третья чаша; 6 – общий сток с чаш, в 20 м от истока родников.

Note. Here and in the table 3: 1 – chasha Udivitelnaya; 2 – 2 meters from chasha Udivitelnaya; 3 – 5 meters from chasha Udivitelnaya; 4 – the second chasha; 5 – the third chasha; 6 common flow from the chashas, 20 m from the source of the springs.

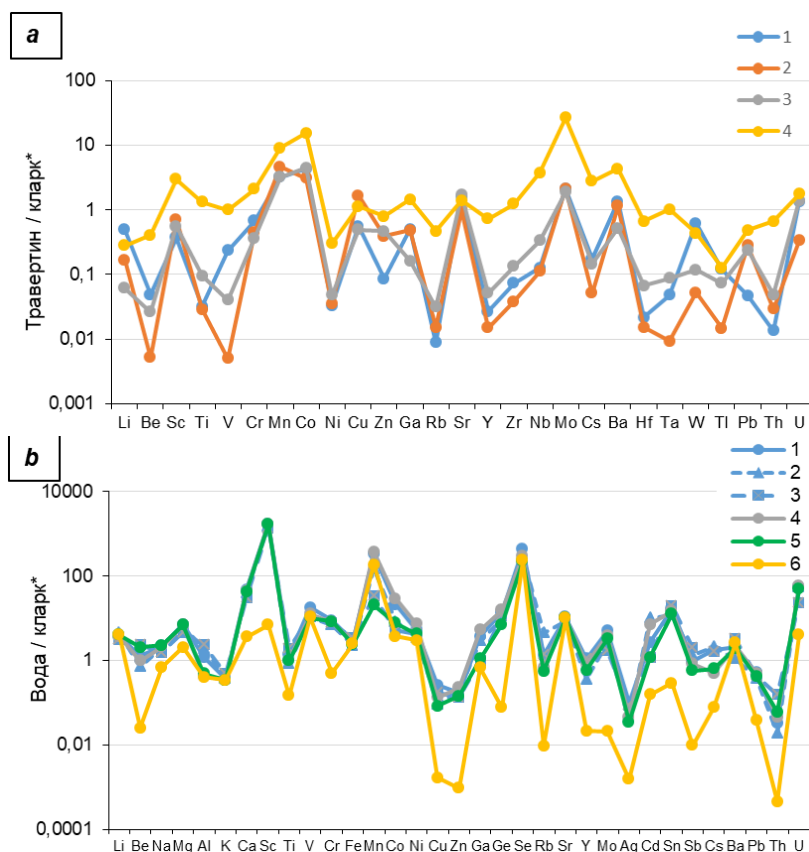


Рис. 5. Распределение микроэлементов в травертине, нормированное по кларку осадочных карбонатных пород (а), и в воде, нормированное по кларку речной воды (б)

Травертины: 1 – чаша Удивительная (кальцитовая часть); 2 – чаша Удивительная (с бернесситом); 3 – вторая чаша; 4 – общий сток с чаш, в 20 м от истока родников; Вода: 1 – чаша Удивительная; 2 – 2 м от чаши Удивительная; 3 – 5 м от чаши Удивительная; 4 – вторая чаша; 5 – третья чаша; 6 – общий сток с чаш, в 20 м от истока родников

Fig. 5. Distribution of trace elements in travertine, normalized by the clarke of sedimentary carbonate rocks (a) and in water, normalized by the clarke of river water (b)

Note: Travertines: 1 – chasha Udivitelnaya (calcite part); 2 – chasha Udivitelnaya (with birnessite); 3 – the second chasha; 4 – common flow from the chashas, 20 m from the source of the springs; Water: 1 – chasha spring, Udivitelnaya; 2 – 2 meters from chasha Udivitelnaya; 3 – 5 meters from chasha Udivitelnaya; 4 – the second chasha; 5 – the third chasha; 6 – common flow from the chashas, 20 m from the source of the springs

Селен в подземных водах часто ассоциируется с сульфидными минералами или замещает серу в сульфатах, и его повышенное содержание может быть связано с окислением сульфидов в зоне гипергенеза [Макрыгина, 2011; Колубаева, 2013].

Скандий и ванадий являются литофильными элементами, концентрирующимися в темноцветных минералах (пироксены, амфиболы, слюды) и аксессуарах (ильменит, магнетит). Их поступление в воду связывают с интенсивным химическим выветриванием коренных палеозойских пород фундамента и продуктов их разрушения в мезокайнозойском чехле [Копылова и др., 1971; Минерагения..., 2001; Макрыгина, 2011].

2.3. Редкоземельные элементы в подземных водах и травертине. Содержание РЗЭ в травертинах ($\Sigma \text{REE} = 0,45\text{--}15,15$ мг/кг) значительно выше, чем в питающих водах ($\Sigma \text{REE} = 0,006\text{--}0,23$ мкг/л) (табл. 3).

Это указывает на эффективное концентрирование РЗЭ карбонатными осадками (на 3–4 порядка).

Наибольшая концентрация в травертине наблюдается в пробе 4 (общий сток с чаш), что может свидетельствовать о кумулятивном эффекте и обогащении тонкодисперсной фракцией либо с накоплением терригенной примеси. Для всех травертинов характерен четко выраженный тренд с обогащением легкими РЗЭ (LREE), что демонстрируют высокие отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1,36\text{--}3,61$ и $\text{La}/\text{Sm} = 5,90\text{--}8,76$.

Во всех пробах травертина наблюдается слабо отрицательная или близкая к единице цериевая аномалия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,89\text{--}0,92$). Отсутствие выраженного дефицита Се в твердой фазе, в отличие от вод, указывает, что церий не мобилизуется активно в окислительных условиях осаждения карбоната. Европиевая

аномалия резко варьирует: в пробах 1 и 2 (чаша Удильная) фиксируется экстремально положительная аномалия ($Eu/Eu^* = 8,17$ и $6,05$), которая в пробах 3 и 4 снижается до $1,28-1,63$. Столь высокая положительная аномалия Eu является надежным индикатором гидротермального влияния и поступления глубинных флюидов, обогащенных Eu^{2+} , в место формирования конкретных травертиновых построек [Дубинин, 2006].

Спектры распределения РЗЭ в травертине и воде резко различны (рис. 6).

В травертинах ярко выражено преобладание легких РЗЭ (LREE): $LREE/HREE \approx 10-15$, доля LREE составляет $90-94\%$.

Это классический признак сорбционного или осаждающего механизма захвата, при котором LREE ($La^{3+}-Nd^{3+}$) с большим ионным радиусом и меньшим зарядом сильнее сорбируются на поверхностях карбонатов и Fe-Mn-гидроксидов, чем HREE [Харитонов и др., 2016; Chelnokov et al., 2020].

В водах картина иная: доля LREE варьирует от 38 до 79 %. В водах непосредственно чаш (пробы 1, 4, 6) HREE часто преобладают (доля до 62 %). Это говорит о фракционировании в растворе: комплексные соединения HREE (особенно с карбонат-ионами HCO_3^-/CO_3^{2-}) более стабильны и растворимы в нейтрально-слабощелочных водах, чем комплексы LREE.

Таблица 3

Содержание редкоземельных элементов в травертине и воде

Таблица 3

Content of rare earth elements in travertine and water

Травертин, мг/кг					Вода, мг/л					
№пр.	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6
La	0,1	0,149	0,239	3,377	0,000007	0,000008	0,000056	0,000005	0,000002	0,000001
Ce	0,199	0,287	0,473	6,239	0,00001	0,000009	0,000045	0,000007	0,000008	0,000001
Pr	0,022	0,033	0,052	0,684	0,000006		0,000007	0,000004	0,000001	
Nd	0,059	0,105	0,176	2,569	0,000021	0,000032	0,000032	0,000009	0,000044	
Sm	0,016	0,017	0,031	0,572	0,000006	0,000013	0,000013	0,000006		
Eu	0,022	0,022	0,01	0,179	0,000004	0,000006	0,000029	0,000012	0,000008	
Gd	0,008	0,015	0,037	0,399	0,000011	0,000003	0,000007	0,000011	0,000015	
Tb	0,002	0,002	0,004	0,063	0,000004	0,000003	0,000006	0,000001	0,000003	
Dy	0,01	0,01	0,023	0,386	0,000016	0,000005	0,000011	0,000016	0,000016	0,000001
Ho	0,002	0,002	0,006	0,087	0,000003	0,000002	0,000001	0,000002	0,000006	
Er	0,005	0,005	0,016	0,289	0,000009	0,000006	0,000009	0,000009	0,000009	0,000002
Tm	0,001	0,001	0,002	0,034	0,000002	0,000007	0,000005	0,000003	0,000002	
Yb	0,005	0,004	0,016	0,241	0,00003	0,000007	0,000007	0,000016	0,000007	0,000001
Lu	0,001	0,001	0,002	0,03	0,000002	0,000004	0,000003	0,000002	0,000001	
ΣREE	0,452	0,653	1,087	15,149	0,000129	0,000105	0,00023	0,000101	0,000121	0,000005
Ce/La	1,99	1,93	1,98	1,85	1,43	1,13	0,80	1,40	4,00	1,00
LREE	0,42	0,61	0,98	13,62	0,000053	0,000069	0,000182	0,000042	0,000063	0,000002
HREE	0,03	0,04	0,11	1,53	0,000076	0,000036	0,000048	0,000059	0,000058	0,000003
(La/Yb) _n	1,94	3,61	1,45	1,36	0,02	0,11	0,78	0,03	0,03	0,10
La/Sm	6,25	8,76	7,71	5,90	1,17	0,62	4,31	0,83		
Ce/Sm	12,44	16,88	15,26	10,91	1,67	0,69	3,46	1,17		
Yb/Sm	0,31	0,24	0,52	0,42	5,00	0,54	0,54	2,67		
Ce/Ce*	0,92	0,89	0,92	0,89	0,28	0,99	0,47	0,29	1,16	0,88
Eu/Eu*	8,17	6,05	1,28	1,63	2,04	3,39	12,90	6,11	4,47	
Ho/Ho*	1,13	1,13	1,26	1,05	1,01	1,41	0,40	0,67	2,02	

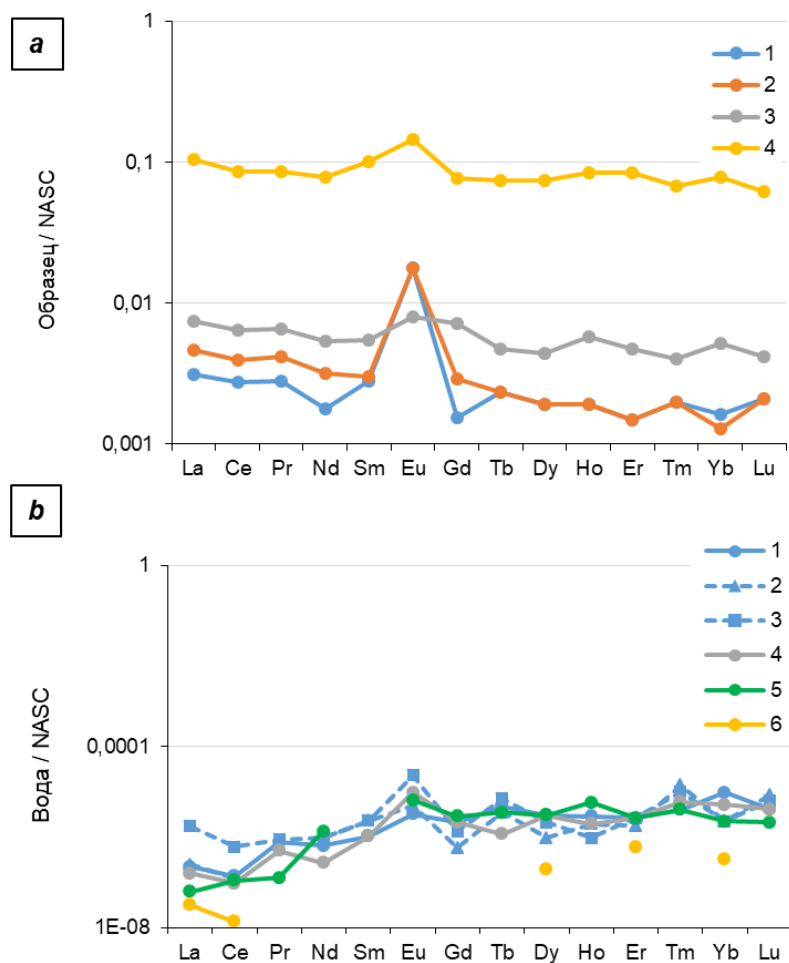


Рис. 6. Спектры распределения редкоземельных элементов в травертине (а) и воде (б)

Травертины: 1 – чаша Удивительная (кальцитовая часть); 2 – чаша Удивительная (с бернесситом); 3 – вторая чаша; 4 – общий сток с чаш, в 20 м от истока родников; Вода: 1 – чаша Удивительная; 2 – 2 м от чаши Удивительная; 3 – 5 м от чаши Удивительная; 4 – вторая чаша; 5 – третья чаша; 6 – общий сток с чаш, в 20 м от истока родников

Fig. 6. Distribution spectra of rare earth elements in travertine (a) and water (b)

Travertines: 1 – chasha Udivitelnaya (calcite part); 2 – chasha Udivitelnaya (with birnessite); 3 – the second chasha; 4 – common flow from the chashas, 20 m from the source of the springs; Water: 1 – chasha spring, Udivitelnaya; 2 – 2 meters from chasha Udivitelnaya; 3 – 5 meters from chasha Udivitelnaya; 4 – the second chasha; 5 – the third chasha; 6 – common flow from the chashas, 20 m from the source of the springs

Поэтому LREE активнее осаждаются, оставляя раствор обогащенным HREE [Шварцев и др., 2007; Chelnokov et al., 2020]. Резко положительные значения в пробах воды у источника (1: $Eu/Eu^* = 2,04$; 2: 3,39; 4: 6,11).

В большинстве проб воды наблюдается дефицит церия ($Ce/Ce^* < 1$), особенно сильный в пробах 1 и 4 (0,28 и 0,29). Положительные аномалии Ho/Ho^* и особенности поведения Tm также могут быть связаны со спецификой комплексообразования этих элементов в углекислых водах и указывать на глубинную природу части растворенных компонентов [Дубинин, 2006; Кох и др., 2015; Харитонов и др., 2016; Chelnokov et al., 2020].

В травертинах положительная аномалия европия отмечается во всех пробах, особенно для проб из чаши Удивительная ($Eu/Eu^* = 6,08$; 8,17). В восстановительной среде Eu^{3+} переходит в двухвалентное состояние, а ионный радиус образовавшегося Eu^{2+} близок к радиусам Sr^{2+} и Ca^{2+} . Положительную Eu-аномалию часто связывают с восстановительными условиями в питающих подземных водах или в микроразонах осаждения [Дубинин, 2006].

Относительные пики Ho и Tm: на общем фоне плавного спада от LREE к HREE иногда наблюдаются небольшие подъемы для Ho и Tm. Это может быть связано с их селективной сорбцией на специфических минеральных фазах, присутствующих в травертине, таких

как бернессит. Кроме того, Fe-Mn-гидроксиды и глинистые минералы известны своей способностью к специфическому связыванию средних и тяжелых РЗЭ.

На спектрах воды (см. рис. 5, *b*) отмечаются небольшие пики Eu, Tb, Ho, Tm. Наличие положительных аномалий тех же элементов (особенно Eu) в воде подтверждает, что их специфическое поведение наследуется от источника вод. Восстановительные условия (для Eu) и особенности комплексообразования (для Tb, Ho, Tm) в глубинной среде определяют их аномальное соотношение еще до выхода на поверхность [Дубинин, 2006; Харитонов и др., 2016].

Заключение

Травертины Таловских чаш имеют кальцитовый и бернессит-кальцитовый состав, их формирование связано с подземными водами, изливающимися на поверхность в областях разгрузки.

Известковые чаши на изученном объекте различаются по размерам, минеральному, макро- и микроэлементному составу, что свидетельствует о сложных, протекающих одновременно процессах переноса,

осаждения и растворения вторичной минеральной фазы и терригенных компонентов.

Аномальные концентрации микроэлементов в травертинах Таловских чаш – не случайность, а прямое следствие глубинной природы питающих флюидов, литологической специфики водоносных комплексов и эффективной работы геохимического барьера в месте их разгрузки. Данные травертины могут рассматриваться как природные «ловушки» и индикаторы гидрогеохимических условий.

Повышенные концентрации многих микроэлементов (U, Mo, Se и др.) и геохимия РЗЭ в изученных нами объектах свидетельствуют о том, что эти воды циркулировали на значительной глубине по разломам, взаимодействуя с коренными породами.

Глубинные трещинные воды, чей химический и микрокомпонентный (включая РЗЭ) состав сформировался при длительном взаимодействии с породами в восстановительных условиях, разгружаясь на поверхность, запускают механизм дифференциации элементов в поверхностных богатых кислородом условиях.

Список источников

- Баженов В.А., Соколова М.Ф.** Бернессит в травертинах Томской области // Вопросы генезиса эндогенных месторождений. Минералогия и геохимия. Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1988. Вып. 7. С. 157–163.
- Вологодина И.В., Дутова Е.М., Покровский Д.С., Покровский В.Д., Радюк И.В.** Природно-техногенные минеральные новообразования на водозаборах Томской области // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2015. № 3. С. 58–72.
- Геологическая** эволюция и самоорганизация системы вода-порода : В 5 т. Т. 2: Система вода порода в условиях зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев [и др.] ; отв. ред. тома Б.Н. Рыженко. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2007. 389 с.
- Геологическое** строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны / В.А. Врублевский, М.П. Нагорский, А.Ф. Рубцов, Ю.Ю. Эрвье. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1987. 180 с.
- Гудимович С.С., Рычкова И.В., Рябчикова Э.Д.** Геологическое строение окрестностей г. Томска (территории прохождения геологической практики) : учеб. пособие. Томск : Изд-во Томского политехнического университета, 2009. 84 с.
- Деев Е.В., Кох С.Н.** Травитоника Горного Алтая // В сб: Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной 300-летию Российской академии наук. М., 2024. С. 13–16.
- Деев Е.В., Сокол Е.В., Ряполова Ю.М. и др.** Четвертичный травертин Курайской зоны разлома (Горный Алтай) // Доклады Академии наук, 2017. № 473 (1). С. 54–59. doi: 10.1134/S1028334X17030023
- Дубинин А.В.** Геохимия редкоземельных элементов в океане. М. : Наука, 2006. 360 с.
- Дутова Е.М.** Геохимия подземных вод и процессы вторичного минералообразования на Северо-Западном Салаире // Известия Томского политехнического университета. 2001. Т. 304, № 1. С. 244–261.
- Колубаева Ю.В.** Равновесно-неравновесное состояние природных вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны с ведущими минералами вмещающих горных пород // Вестник Томского государственного университета. 2012. № 364. С. 167–172.
- Колубаева Ю.В.** Формы миграции химических элементов в водах северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2013. Т. 322, № 1. С. 136–144.
- Колубаева Ю.В., Шварцев С.Л., Копылова Ю.Г.** Геохимия вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 2. С. 50–58.
- Копылова Ю.Г., Коробейникова Е.С., Левашов Б.М., Лукин А.А., Паршин П.Н., Рассказов Н.М., Солодовникова Р.С., Удодов П.А., Фатеев А.Д., Шестаков Б.И.** Гидрогеохимические исследования Колывань-Томской складчатой зоны. Томск : Издательство Томского университета, 1971. 283 с.
- Кох С.Н., Новикова С.А., Сокол Э.В., Меленевский В.Н., Маслаков Н.А.** Современная минералообразующая система сопки Обручева (Булганакский грязевулканический очаг, Керченский полуостров) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 2 (40). С. 123–146
- Кох С.Н., Сокол Е.В., Деев Е.В. и др.** Современные и палеотравертины Горного Алтая: ориентировочные особенности // Доклады Академии наук. 2018. № 483 (2). С. 180–185. doi: 10.31857/S086956520003477-7
- Кошкарёв В.Л.** Применение методики геофизического анализа структурных ансамблей закрытых территорий (Колывань-Томская складчатая зона) // Известия Томского политехнического университета [Известия ТПУ]. 2002. Т. 305, вып. 6 : Геология, поиски и разведка полезных ископаемых Сибири. С. 44–66.
- Лепокурова О.Е.** Геохимия подземных вод севера Алтае-Саянского горного обрамления, формирующих травертины : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 2005. 21 с.

- Макрыгина В.А.** Геохимия отдельных элементов : учеб. пособие / отв. ред. В.С. Антипин. Новосибирск : Академическое изд-во «Гео», 2011. 195 с.
- Минералогия** области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны / Росляков Н.А., Щербаков Ю.Г., Алабин Л.В. и др. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 243 с.
- Парначёв В.П., Парначёв С.В.** Геология и полезные ископаемые окрестностей города Томска: Материалы к полевой геологической экскурсии : справочное пособие. Томск : Томский государственный университет, 2010. 144 с.
- Петрова О.Е., Копылова Ю.Г., Мартынова Т.Е.** Геохимические условия травертинообразования (на примере бассейна р. Тугояковка) // Известия ТПУ. 2002. № 6. С. 304–319.
- Петрова О.Е., Копылова Ю.Г., Падалко Н.Л., Дутова Е.М.** Изотопный состав углерода и кислорода травертиновых родников Колывань-Томской складчатой зоны // Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири : материалы науч. конф., посвященной 100-летию профессора Томского политехнического университета П.А. Удодова. Томск, 25–30 октября 2003 года. Томск : Изд-во ТПУ, 2003. С. 101–104.
- Рихванов Л.П., Тайсаев Т.Т., Барановская Н.В., Соктоев Б.Р., Монголина Т.А., Судыко А.Ф., Ильенко С.С.** Геохимические особенности травертинов различных регионов и их прогнозные значения // Современные проблемы геохимии : материалы Всерос. совещания (с участием иностранных ученых), посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 22–26 октября 2012 г., Иркутск. Иркутск : Институт геохимии им. А.П. Виноградова, 2012. Т. 1. С. 233–236.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М. : Мир, 1988. 384 с.
- Удодов П.А., Паршин П.Н., Левашов Б.М. и др.** Гидрогеохимические исследования Колывань-Томской складчатой зоны. Томск : Изд-во ТГУ, 1971. 283 с.
- Уткин Ю.** Травертиновые памятники природы Томской области // Экобандероль. 2002. № 22–23. С. 7.
- Уткин Ю.В.** Томские памятники природы: Тугояковский травертиновый каскад // Проблемы геологии и географии Сибири : материалы науч. конф. Томск, 2003. С. 113–116.
- Харитонов Н.А., Вах Е.А., Челноков Г.А., Чудаев О.В., Александров И.А., Брагин И.В.** Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Сихотэ-Алинской складчатой области (Дальний восток России) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35, № 2. С. 68–82.
- Шварцев С.Л., Лепокурова О.Е., Копылова Ю.Г.** Геохимические механизмы образования травертинов из пресных вод на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 8. С. 852–861.
- Шварцев С.Л.** Гидрогеохимия зоны гипергенеза. 2-е изд., исправл. и доп. М. : Недра, 1998. 366 с.
- Шварцев С.Л.** Фундаментальные механизмы взаимодействия в системе вода-горная порода и ее внутренняя геологическая эволюция // Литосфера. 2008. № 6. С. 3–24.
- Юшкин Н.П.** Травертино-террасовый тип оолитов (Альпы, Швейцария) // Вестник Института геологии Коми УрО РАН. 2009. № 7. С. 8–2.
- Capezzuoli E., Gandin A., Pedley M.** Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art // Sedimentology. 2014. № 61. P. 1–21. doi: 10.1111/sed.12075
- Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Bragin I.V. et al.** The Geochemistry of Rare Earth Elements in Natural Waters and Secondary Mineral Sediments of Thermal Fields of Kamchatka // Moscow University Geology Bulletin. 2020. V. 75, № 2. P. 196–204.
- Dutova E.M.** Geochemistry of fresh groundwater in the Altai-Sayan folded area and adjacent areas of the West Siberian plate // Applied Geochemistry. 2020. № 120. P. 104673
- Giustini F., Brilli M., Mancini M.** Geochemical study of travertines along middle-lower Tiber valley (central Italy): genesis, palaeo-environmental and tectonic implications // Int J Earth Sci (Geol Rundsch). 2018. № 107. P. 1321–1342. doi: 10.1007/s00531-017-1535-0
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Rare earth elements in river waters // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 89. P. 35–47.
- Gromet R.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L.** The North American Shale composite: Its compilation, major and trace element characteristics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. № 48. P. 2469–2482. doi: 10.1016/0016-7037(84)90298-9
- Koçak I.** Sarıhıdır manganese mineralization related to travertine, Central Anatolian Volcanic Province, Turkey // Geodinamica Acta. 2020. № 32:1. P. 11–24. doi: 10.1080/09853111.2020.1829904
- Koralay T., İmre N.** Mineropetrographic, geochemical, and multiisotopic characterization of the ancientbanded travertine quarries of the Lycus Valley (Denizli, Türkiye) // Turkish Journal of Earth Sciences. 2025. № 34 (2). P. 143–175. doi: 10.55730/1300-0985.1951
- Nordstrom D.K.** Hydrogeochemical processes governing the origin, transport and fate of major and trace elements from mine wastes and mineralized rock to surface waters // Applied Geochemistry. 2011. № 26. P. 1777–1791. doi: 10.1016/j.apgeochem.2011.06.002
- Pentecost A.** Travertine. Berlin : Heidelberg, Springer-Verlag, 2005. 446 p.
- Pentecost A., Viles H.** A review and reassessment of travertine classification // Géographie physique et Quaternaire. 1994. V. 48. P. 305–314.
- Tang J., Gao W., Liu X., Zeng Q., Sun D., Tan Y., Jiang H., Zhang Z., Liu S.** Research on the mineralogical characteristics and color formation mechanisms of different colored travertine in the Shenxianchi scenic spot: a comprehensive analysis using multi-technique characterization // Carbonates and Evaporites. 2025. № 40. P. 81. doi: 10.1007/s13146-025-01115-y
- Yang H., Wu X., Cui H., Wang W., Cheng Y., Gong X., Luo X., Lin Q.** Formation Mechanism of Muji Travertine in the Pamirs Plateau, China // Minerals. 2024. № 14. P. 1192. doi: 10.3390/min14121192

References

- Bazhenov V.A., Sokolova M.F. *Bernessit v travertinakh Tomskoy oblasti* // *Voprosy genezisa endogennykh mestorozhdeniy. Mineralogiya i geokhimiya* [Bernessite in travertines of the Tomsk region // Problems of the genesis of endogenous deposits. Mineralogy and geochemistry]. Leningrad: University Press, 1988, Iss. 7. pp. 157–163. In Russian
- Vologdina I.V., Dutova, E.M., Pokrovsky D.S., Pokrovsky V.D., Radyuk I.V. Natural and technogenic mineral new growths at water intakes in Tomsk region // Bulletin of St. Petersburg University. Series 7. Geology. Geography. 2015. (3). pp. 58–72. In Russian
- Geologicheskaya evolyutsiya i samoorganizatsiya sistemy voda-poroda: v 5 tomakh. T. 2: Sistema voda poroda v usloviyakh zony gipergeneza* [Geological evolution and self-organization of the water-rock system: in 5 volumes. Vol. 2: The water-rock system under

conditions of the hypergenesis zone / S.L. Shvartsev [et al.]; volume editor B.N. Ryzhenko; IPGG SB RAS [et al.]. SB RAS Publishing House, 2007. 389 p. In Russian

Geologicheskoye stroyeniye oblasti sopryazheniya Kuznetskogo Alatau i Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony [Geological structure of the junction area of the Kuznetsk Alatau and Kolyvan-Tomsk folded zone] / V.A. Vrublevsky, M.P. Nagorsky, A.F. Rubtsov, Yu.Yu. Ervie. Tomsk: Tomsk University Press, 1987. 180 p. In Russian

Gudymovich S.S., Rychkova I.V., Ryabchikova E.D. *Geologicheskoye stroyeniye okrestnostey g. Tomska (territorii prokhozhdeniya geologicheskoy praktiki): uchebnoye posobiye* [Geological structure of the environs of Tomsk (territory of geological internship): a textbook]. Tomsk: Izd-vo Tomskogo politekhnicheskogo universiteta, 2009. 84 p. In Russian

Deev E.V., Kokh S.N. *Travitonika Gornogo Altaya* [Travertonite of Gorny Altai] // In the collection: Geotectonics and geodynamics of seismically active regions. Proceedings of the II All-Russian scientific conference dedicated to the 300th anniversary of the Russian Academy of Sciences. Moscow, 2024. pp. 13–16. In Russian

Deev E.V., Sokol E.V., Ryapolova Yu.M., et al. Quaternary travertine of the Kurai fault zone (Gorny Altai) // *Doklady Akademii nauk* [Doklady Earth Sciences]. 2017. 473 (1), pp. 54–59. doi: 10.1134/S1028334X17030023. In Russian

Dubinin, A.V. *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov v okeane* [Geochemistry of Rare Earth Elements in the Ocean]. Moscow: Nauka, 2006. 360 p. In Russian

Dutova, E.M. *Geokhimiya podzemnykh vod i protsessy vtorichnogo mineraloobrazovaniya na Severo-Zapadnom Salaire* [Geochemistry of Groundwater and Secondary Mineral Formation Processes in Northwest Salair] // Bulletin of Tomsk Polytechnic University. 2001. V. 304, No. 1. pp. 244–261. In Russian

Kolubaeva, Yu.V. *Ravnovesno-neravnovesnoye sostoyaniye prirodnikh vod severnoy chasti Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony s vedushchimi mineralami vmeshchayushchikh gornykh porod* [Equilibrium-Nonequilibrium State of Natural Waters in the Northern Part of the Kolyvan-Tomsk Folded Zone with Leading Minerals of the Enclosing Rocks] // Bulletin of Tomsk State University. 2012. No. 364. pp. 167–172. In Russian

Kolubaeva Yu.V. *Formy migratsii khimicheskikh elementov v vodakh severnoy chasti Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony* [Migration Forms of Chemical Elements in the Waters of the Northern Kolyvan-Tomsk Folded Zone] // Bulletin of Tomsk Polytechnic University. Georesources Engineering. 2013. V. 322. No. 1. pp. 136–144. In Russian

Kolubaeva Yu.V., Shvartsev S.L., Kopylova Yu.G. *Geokhimiya vod severnoy chasti Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony* [Geochemistry of Waters of the Northern Kolyvan-Tomsk Folded Zone] // Bulletin of Universities. Geology and Exploration. 2010. No. 2. pp. 50–58. In Russian

Kolubaeva Yu.V., Shvartsev S.L., Kopylova Yu.G. *Gidrogeokhimicheskiye issledovaniya Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony* [Geochemistry of Waters of the Northern Kolyvan-Tomsk Folded Zone] // Bulletin of Universities. Geology and exploration. 2010. No. 2. pp. 50–58. In Russian

Kopylova Yu.G., Korobeynikova E.S., Levashov B.M., Lukin A.A., Parshin P.N., Rasskazov N.M., Solodovnikova R.S., Udodov P.A., Fateev A.D., Shestakov B.I. *Gidrogeokhimicheskiye issledovaniya Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony* [Hydrogeochemical studies of the Kolyvan-Tomsk folded zone]. Tomsk: Tomsk University Publishing House, Tomsk, 1971. 283 p. In Russian

Kokh S.N., Novikova S.A., Sokol E.V., Melenevsky V.N., Maslakov N.A. *Sovremennaya mineraloobrazuyushchaya sistema sopki Obrucheve (Bulganakskiy gryazevulkanicheskiy ochag, Kerchenskiy poluostrov)* [Modern mineral-forming system of the Obruchev Hill (Bulganak mud volcanic center, Kerch Peninsula)] // Geology and minerals of the World Ocean. 2015. 2 (40). pp. 123–146. In Russian

Kokh S.N., Sokol E.V., Deev E.V., et al. *Sovremennyye i paleotravertiny Gornogo Altaya: oriyentirovochnyye osobennosti* [Modern and paleotravertines of the Altai Mountains: indicative features] // *Doklady Akademii nauk* [Doklady Earth Sciences], 2018. 483(2). pp. 180–185. In Russian. doi: 10.1134/S1028334X18110107

Koshkarev V.L. *Primeneniye metodiki geofizicheskogo analiza strukturnykh ansambley zakrytykh territoriy (Kolyvan'-Tomskaya skladchataya zona)* [Application of the methodology of geophysical analysis of structural ensembles of closed territories (Kolyvan-Tomsk folded zone)] // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University [Izvestiya TPU]. 2002. V. 305, Iss.6: Geology, prospecting and exploration of minerals in Siberia. pp. 44–66. In Russian

Lepokurova O.E. *Geokhimiya podzemnykh vod severa Altaye-Sayanskogo gornogo obramleniya, formiruyushchikh travertiny* [Geochemistry of groundwater in the northern Altai-Sayan mountain range, forming travertines]: Abstract of Candidate of Geological and Mineralogical Sciences Dissertation: 25.00.07 / Tomsk Polytechnic University, 2005. 21 p. In Russian

Minerageniya oblasti sochleneniya Salaira i Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony [Minerageny of the Salair and Kolyvan-Tomsk Folded Zone Junction Area] / Roslyakov N.A., Shcherbakov Yu.G., Alabin L.V. et al. Novosibirsk: Publishing House of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Geo Branch. 2001. 243 p. In Russian

Makrygina V.A. *Geokhimiya otel'nykh elementov: uchebnoye posobiye* [Geochemistry of Individual Elements: A Textbook]. Ed. V.S. Antipin. SB RAS, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry; Irkutsk State University; Baikal Geochemistry Research and Educational Center. Novosibirsk: Geo Academic Publishing House, 2011. 195 p.

Parnachev V.P., Parnachev S.V. *Geologiya i poleznye iskopayemye okrestnostey goroda Tomska: Materialy k polevoy geologicheskoy ekskursii: Spravochnoye posobiye* [Geology and Mineral Resources of the Tomsk Region: Materials for a Geological Field Excursion: Reference Guide]. Tomsk: Tomsk State University, 2010. 144 p. In Russian

Petrova O.E., Kopylova Yu.G., Martynova T.E. *Geokhimicheskiye usloviya travertinoobrazovaniya (na primere basseyna r. Tugoyakovka)* [Geochemical conditions of travertine formation (using the Tugoyakovka River basin as an example)] // *Izvestiya TPU*. 2002. No. 6. pp. 304–319. In Russian

Petrova O.E., Kopylova Yu.G., Padalko N.L., Dutova E.M. *Izotopnyy sostav ugleroda i kisloroda travertinovyykh rodnikov Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony* [Isotopic composition of carbon and oxygen in travertine springs of the Kolyvan-Tomsk folded zone] // Proceedings of scientific conference devoted to 100-year-anniversary of P.A. Udodov, Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, October 25–30, 2003. Tomsk Polytechnic University. Tomsk: Publishing house TPU. 2003. pp. 101–104. In Russian

Rikhvanov L.P., Taisaev T.T., Baranovskaya N.V., Soktoev B.R., Mongolina T.A., Sudyko A.F., Ilyenok S.S. *Geokhimicheskiye osobennosti travertinov razlichnykh regionov i ikh prognoznnoye znachenie* [Geochemical Features of Travertines from Different Regions and Their Prognostic Value] // Modern Problems of Geochemistry: Proceedings of the All-Russian Conference (with the Participation of

- Foreign Scientists) Dedicated to the 95th Anniversary of Academician L. V. Tauson, October 22–26, 2012, Irkutsk / Russian Academy of Sciences (RAS), Siberian Branch, A. P. Vinogradov Institute of Geochemistry. 2012. Vol. 1. pp. 233–236. In Russian
- Taylor S. R., McLennan S. M. *Kontinental'naya kora: eye sostav i evolyutsiya* [Continental Crust: Its Composition and Evolution]. Moscow: Mir. 1988. 384 p. In Russian
- Udodov P.A., Parshin P.N., Levashov B.M. and others. *Gidrogeokhimicheskiye issledovaniya Kolyvan'-Tomskoy skladchatoy zony* [Hydrogeochemical studies of the Kolyvan-Tomsk folded zone]. Tomsk: TSU Publishing House. 1971. 283 p. In Russian
- Utkin Yu. *Travertinovyye pamyatniki prirody Tomskoy oblasti* [Travertine natural monuments of the Tomsk region] // *Ecobandol*. 2002. No. 22–23. p. 7. In Russian
- Utkin Yu.V. *Tomskkiye pamyatniki prirody: Tugoyakovskiy travertinovyy kaskad* [Tomsk natural monuments: Tugoyakovsky travertine cascade] // Problems of geology and geography of Siberia: materials of a scientific conference. Tomsk. 2003. pp. 113–116. In Russian
- Kharitonova N.A., Vakh E.A., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Aleksandrov I.A., Bragin I.V. Geochemistry of Rare Earth Elements in Groundwater of the Sikhote-Alin Folded Region (Russian Far East) // *Tikhookeanskaya geologiya* [Russian Journal of Pacific Geology]. 2016. V. 35. No. 2. pp. 68–82. In Russian
- Shvartsev S.L., Lepokurova O.E., Kopylova Yu.G. Geochemical Mechanisms of Travertine Formation from Freshwater in the South of Western Siberia // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 2007, V. 48, No. 8, pp. 852–861. In Russian
- Shvartsev S.L. *Gidrogeokhimiya zony gipergeneza* [Hydrogeochemistry of the Hypergenesis Zone]. 2nd ed., corrected and augmented. Moscow: Nedra, 1998. 366 p. In Russian
- Shvartsev S.L. *Fundamental'nyye mekhanizmy vzaimodeystviya v sisteme voda-qornaya poroda i eye vnutrennyaya geologicheskaya evolyutsiya* [Fundamental mechanisms of interaction in the water-rock system and its internal geological evolution] // *Lithosphere*. 2008. No. 6. pp. 3–24. In Russian
- Yushkin N.P. *Travertino-terrasovyy tip oolitov (Al'py, Shveysariya)* [Travertine-terrace type of oolites (Alps, Switzerland)] // Bulletin of the Institute of Geology of the Komi Republic, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2009. No. 7. pp. 8–2. In Russian
- Capezzuoli E., Gandin A., Pedley M. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. *Sedimentology*. 2014. 61: 1–21. : 10.1111/sed.12075
- Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Bragin I.V. et al. The Geochemistry of Rare Earth Elements in Natural Waters and Secondary Mineral Sediments of Thermal Fields of Kamchatka // *Moscow University Geology Bulletin*. 2020. V. 75, No. 2. pp. 196–204.
- Giustini F., Brilli M., Mancini M. Geochemical study of travertines along middle-lower Tiber valley (central Italy): genesis, palaeo-environmental and tectonic implications // *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. 2018. V. 107. pp. 1321–1342. doi: 10.1007/s00531-017-1535-0
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Rare earth elements in river waters // *Earth Planet. Sci. Lett*. 1988. V. 89. pp. 35–47.
- Gromet R.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The North American Shale composite: Its compilation, major and trace element characteristics // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. pp. 2469–2482. doi: 10.1016/0016-7037(84)90298-9
- Koçak I. Sarihıdır manganese mineralization related to travertine, Central Anatolian Volcanic Province, Turkey // *Geodinamica Acta*. 2020. V. 32:1. pp. 11–24. doi: 10.1080/09853111.2020.1829904
- Koralay T., İmre N. Minerogeochemical, geochemical, and multiisotopic characterization of the ancient banded travertine quarries of the Lycus Valley (Denizli, Türkiye) // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2025. V. 34 (2). pp. 143–175. doi: 10.55730/1300-0985.1951
- Nordstrom D.K. Hydrogeochemical processes governing the origin, transport and fate of major and trace elements from mine wastes and mineralized rock to surface waters // *Applied Geochemistry*. 2011. V. 26. pp. 1777–1791. doi: 10.1016/j.apgeochem.2011.06.002
- Pentecost A. *Travertine*. Springer-Verlag, Berlin: Heidelberg. 2005. 446 p.
- Pentecost A., Viles H. A review and reassessment of travertine classification // *Géographie physique et Quaternaire*. 1994. V. 48. pp. 305–314.
- Tang J., Gao W., Liu X., Zeng Q., Sun D., Tan Y., Jiang H., Zhang Z., Liu S. Research on the mineralogical characteristics and color formation mechanisms of different colored travertine in the Shexianchi scenic spot: a comprehensive analysis using multi-technique characterization // *Carbonates and Evaporites*. 2025. V. 40. p. 81. doi: 10.1007/s13146-025-01115-y
- Yang H., Wu X., Cui H., Wang W., Cheng Y., Gong X., Luo X., Lin Q. Formation Mechanism of Muji Travertine in the Pamirs Plateau, China // *Minerals*. 2024. V. 14. p. 1192. doi: 10.3390/min14121192

Информация об авторах:

Садиров М.Ш., аспирант, кафедра петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: sadirovmuhriddin02@gmail.com

Володина И.В., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: ivv@mail.tsu.ru

Дутова Е.М., доктор геолого-минералогических наук, профессор, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия; профессор, ИШПР, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия.

E-mail: dutova@tpu.ru

Асочакова Е.М., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

E-mail: tishin_pa@mail.ru

Туробов Э.Ш., ассистент, кафедра геологии и гидрометеорологии, Самаркандский государственный университет им. Шарофа Рашидова, Самарканд, Узбекистан.

E-mail: turobovelder@gmail.com

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Sadirov M.Sh., graduate student, Department of Petrography, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: sadirovmuhriddin02@gmail.com

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

E-mail: ivv@mail.tsu.ru

Dutova E.M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; Professor, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia.

E-mail: dutova@tpu.ru

Asochakova E.M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

E-mail: tishin_pa@mail.ru

Turobov E.Sh., Assistant, Department of Geology and Hydrometeorology, Samarkand State University named after Sharof Rashidov, Samarkand, Uzbekistan

E-mail: turobovoldor@gmail.com

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

The authors declare no conflicts of interests

Статья поступила в редакцию 13.09.2025; одобрена после рецензирования 03.11.2025; принята к публикации 30.11.2025

The article was submitted 13.09.2025; approved after reviewing 03.11.2025; accepted for publication 30.11.2025

Научная статья

УДК 549.27:553.086

doi: 10.17223/25421379/37/7

НЕНАЗВАННАЯ ФАЗА (Rh,Zn,Pt) ИЗ ПОДИФОРМНЫХ ХРОМИТИТОВ – НОВЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ ВИД?

Алексей Николаевич Юричев¹, Евгений Владимирович Корбовяк²

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

¹ juratur@yandex.ru

² evgenij271@mail.ru



Аннотация. Объектом исследования является новая неназванная фаза (Rh,Zn,Pt), выявленная и изученная авторами в подиформных хромититах Кемпирсайского ультрамафитового массива (Южный Урал), ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал) и Борусского ультрамафитового массива (Западный Саян) в период 2018–2025 гг. Она характеризуется выдержанным и крайне схожим химическим составом, обусловленным ведущей позицией родия (61,2–87,6 мас. %), при подчиненной роли цинка (7,2–24,1 мас. %) и платины (1,3–17,9 мас. %). Пересчет на кристаллохимическую формулу позволяет сделать предположение, что выявленная неназванная фаза (Rh,Zn,Pt) может являться интерметаллидом родия со стехиометрической формулой (Rh,Pt)_{2–3}Zn, подобной формуле аварита Ni_{2–3}Fe. Формирование данного интерметаллида связывается с более поздним, наложенным на реститовые ультрамафиты прогрессивно антигоритовым этапом метаморфизма, наиболее интенсивно проявившимся в катаклазированных хромититах.

Ключевые слова: Урал, Западный Саян, подиформные хромититы, неназванная фаза (Rh,Zn,Pt), химический состав, генезис

Источник финансирования: исследование выполнено при финансовой поддержке госзадания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект FSWM-2025-0015).

Для цитирования: Юричев А.Н., Корбовяк Е.В. Неназванная фаза (Rh,Zn,Pt) из подиформных хромититов – новый минеральный вид? // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 106–116. doi: 10.17223/25421379/37/7

Original article

doi: 10.17223/25421379/37/7

UNNAMED PHASE (Rh,Zn,Pt) FROM PODIFORM CHROMITITES – A NEW MINERAL SPECIES?

Alexey N. Yurichev¹, Evgeny V. Korbovyak²

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

¹ juratur@yandex.ru

² evgenij271@mail.ru

Abstract. The object of the study is new unnamed phase (Rh,Zn,Pt) identified and studied by authors in podiform chromitites of the Kempirsay ultramafic massif (Southern Urals), the Rai-Iz ultramafic massif (Polar Urals), and Borussky ultramafic massif (Western Sayan) in period from 2018 to 2025. A review of Russian and foreign geological literature on this subject did not reveal any similar mineral phase in other geological objects. This phase in all studied objects is characterized by consistent and extremely similar chemical composition, due to leading position of rhodium (61.2–87.6 wt. %), with subordinate role of zinc (7.2–24.1 wt. %) and platinum (1.3–17.9 wt. %). The recalculation to the crystal-chemical formula allowed to make assumption that the identified mineral phase (Rh,Zn,Pt) may be rhodium intermetallide with variations of composition from (Rh,Pt)₃Zn to (Rh,Pt)₂Zn. At the same time, such phase with stoichiometric formula (Rh,Pt)_{2–3}Zn is similar to the avaruite formula Ni_{2–3}Fe. The formation of this intermetallide is associated with later progressive antigorite stage of metamorphism, which was most intensively expressed in cataclasized chromitites. This is evidenced by morphology of grains and peculiar spongy-porous structure of this PGE, its predominant occurrence in cataclasized and brecciated chromium spinel grains, as well as the intensive development of chlorite-kemmerite-magnetite aggregate in interstitial spaces and presence of antigorite in host ultramafic rocks.

Keywords: Ural, Western Sayan, podiform chromitites, unnamed phase (Rh,Zn,Pt), chemical composition, genesis

Source of financing: The research was carried out within the framework of the State assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project No. FSWM-2025-0015).

For citation: Yurichev A.N., Korbovyak E.V. (2025) Unnamed phase (Rh,Zn,Pt) from podiform chromitites – a new mineral species?. *Geosfernye issledovaniya* – *Geosphere Research*. 4. pp. 106–116. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/37/7

Введение

В период с 2018 по 2025 г. в процессе изучения особенностей распределения платиноидов и их минеральных форм в подформных хромититах Урала, Западного и Восточного Саянов и Тувы, нами были неоднократно отмечены микровключения неназванной существенно родиевой фазы (Rh,Zn,Pt), упоминания о которой в научной литературе отсутствуют. При этом, если в одних ультрамафитовых массивах данная фаза отмечалась повсеместно, то в других, порой даже соседних ультрамафитовых массивах, входящих в один офиолитовый пояс, она не была диагностирована даже при самом внимательном подходе.

Первые находки неназванной фазы (Rh,Zn,Pt) были сделаны нами в 2018 г. в хромититах Кемпирсайского ультрамафитового массива (Южный Урал). Несколько позднее микровключения (Rh,Zn,Pt) были диагностированы в хромититах ультрамафитового массива Рай-Из Полярного Урала (2023 г.) и в локальных прожилках хромшпинелидов Борусского ультрамафитового массива Западного Саяна (2024 г.).

В работе рассматриваются результаты исследования данных находок: особенности локализации, химический состав и возможная кристаллохимическая формула, генетическая природа.

География обнаружения неназванной фазы

Впервые неназванная фаза (Rh,Zn,Pt) была диагностирована нами в густовкрапленных и сливных тектонизированных хромититах из карьера «Объединенный»

месторождения Алмаз-Жемчужина Кемпирсайского ультрамафитового массива, являющегося крупнейшим массивом ультрамафитов на юге Урала и хорошо известным благодаря своим уникальным по размеру месторождениям хромитов [Савельева, Белокрыс, 2012]. По химическому составу такие хромититы относятся к высокохромистому типу (табл. 1). Выявленная фаза представлена микроскопическими, преимущественно одиночными гипидиоморфными и сгустковатыми включениями размером до 10 мкм, которые обнаруживают тяготение к зонкам дезинтеграции во внутренней матрице зерен хромшпинелидов (рис. 1, 2). Всего найдено и изучено 42 зерна [Юричев, Чернышов, 2018].

Вторым крупным объектом обнаружения фазы (Rh,Zn,Pt) стал ультрамафитовый массив Рай-Из, являющийся крупным фрагментом Хадатинского офиолитового пояса Полярного Урала [Вахрушева и др., 2017]. В составе высокохромистых хромититов (табл. 1) двух его месторождений Центральное (центральная часть массива) и № 214 (юго-западная часть массива) выявлено более 80 самостоятельных зерен данного платиноида [Юричев и др., 2024]. Последний отнесен к «сквозным» минералам платиновой группы (МПГ), обнаруживающимся во всех структурных типах хромититов массива. Он наблюдается как в зернах хромшпинелидов, так и в силикатных (хлорит-серпентиновый агрегат) интерстициях между ними и формирует преимущественно гипидиоморфные (сгустковатые и вытянутые) зерна размером до 12 мкм, со своеобразной полосчатой, зернистой поверхностью (рис. 3, 4).

Таблица 1

Химический состав рудных хромшпинелидов, в которых выявлена неназванная фаза (Rh,Zn,Pt), мас. %

Table 1

Chemical composition of ore chromospinelides in which unnamed phase (Rh,Zn,Pt) is detected, wt. %

№ п/п	Образец	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeOtot	ZnO	Сумма
<i>Кемпирсайский массив (Южный Урал, Казахстан)</i>								
1	КМ-5-134	13,32	8,93	0,15	64,06	13,06	н.о.	99,52
2	КМ-6-55	12,55	8,62	0,20	63,29	14,94	н.о.	99,61
3	КМ-6-154	13,29	9,11	0,17	61,94	15,07	н.о.	99,58
<i>Рай-Из массив (Полярный Урал, Россия)</i>								
4	P-1-178	16,08	13,39	н.о.	53,14	17,43	н.о.	100,05
5	P-2-125	15,21	12,00	н.о.	59,79	12,37	н.о.	99,37
6	P-2-209	8,12	3,70	н.о.	68,24	19,43	0,23	99,72
7	P-4-50	13,83	9,38	н.о.	61,69	14,61	н.о.	99,51
8	P-4-60	9,47	7,36	н.о.	67,47	15,33	0,19	99,82
9	Y-325/1-47	15,28	9,96	н.о.	61,64	13,40	н.о.	100,29
10	Y-325/1-93	10,75	7,82	н.о.	66,74	14,71	н.о.	100,02
11	Y-325/1-146	15,11	9,88	н.о.	61,35	13,57	н.о.	99,91
12	Y-325/1-147	15,37	10,00	н.о.	61,25	13,27	н.о.	99,90
<i>Борусский массив (Западный Саян, Россия)</i>								
13	Бр-131-11	16,50	23,55	н.о.	41,26	18,20	н.о.	99,52
14	Бр-131-4	15,90	26,98	н.о.	44,00	12,95	н.о.	99,83

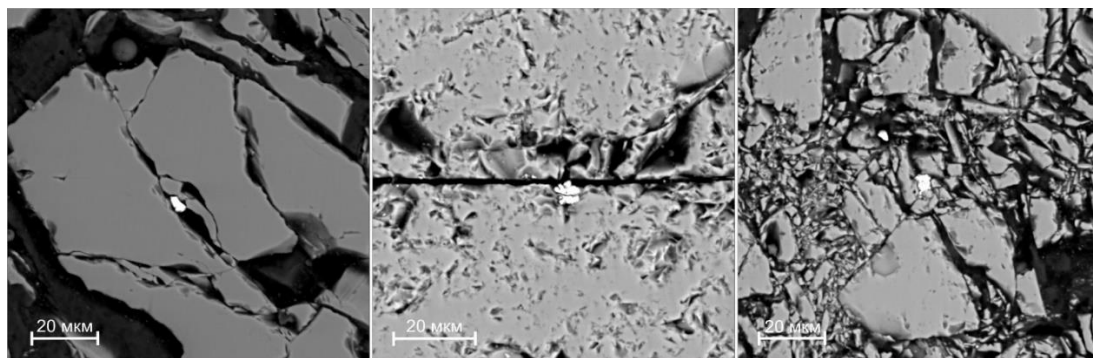


Рис. 1. Микровключения неназванной фазы (Rh,Zn,Pt) в катаклазированных высокохромистых хромитах месторождения Алмаз-Жемчужина Кемпирсайского ультрамафитового массива (Южный Урал) в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE)

Fig. 1. Microinclusions of unnamed phase (Rh,Zn,Pt) in cataclasized high-chromium chromitites of the Almaz-Zhemchuzhina deposit of Kempirsay ultramafic massif (Southern Urals) in BSE mode

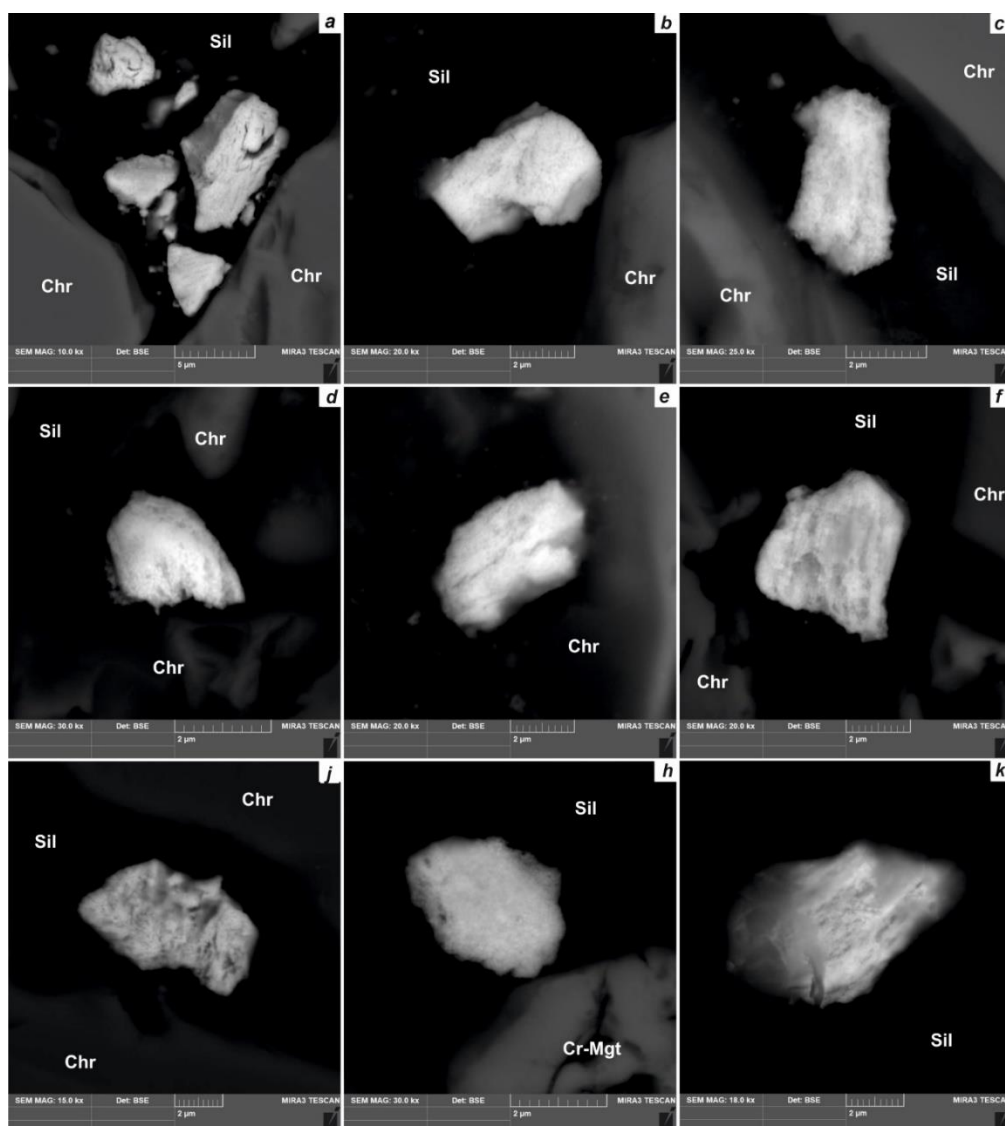


Рис. 2. Микрофотографии неназванной фазы (Rh,Zn,Pt) в хромитах месторождения Алмаз-Жемчужина Кемпирсайского ультрамафитового массива (Южный Урал) в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE)
Здесь и далее: Chr – хромшпинелид; Sil – силикатная (хлорит-серпентиновая) интерстиция

Fig. 2. Micrographs of unnamed phase (Rh,Zn,Pt) in chromitites from the Almaz-Zhemchuzhina deposit of Kempirsay ultramafic massif (Southern Urals) in BSE mode

Hereinafter: Chr – chromspinelide; Sil – silicate (chlorite-serpentine) interstitium

Последние находки фазы (Rh,Zn,Pt) сделаны нами в 2024 г. при изучении потенциальной платинометальной минерализации в хромшпинелидах Борусского ультрамафитового массива, являющегося крупнейшим в Алтае-Саянской складчатой области ультрамафитовым массивом [Гончаренко, 1989]. Хромшпинелиды в составе Борусского массива имеют высокоглиноземистый состав (см. табл. 1) и отмечаются преимущественно в виде акцессорной редкой вкрапленной минерализации в дунитах и гарцбургитах и значи-

тельно реже – в виде единичных средне-густовкрапленных прожил, в составе которых и была диагностирована неназванная фаза.

Последняя изучена на примере 9 зерен [Юричев, 2025], обнаруженных преимущественно в метаморфизованных деструктивных зернах хромшпинелида (каверны, брекчированные участки), и формирует, главным образом, гипидиоморфные зерна размером до 9 мкм, со своеобразной полосчатой, пористой поверхностью (рис. 5).

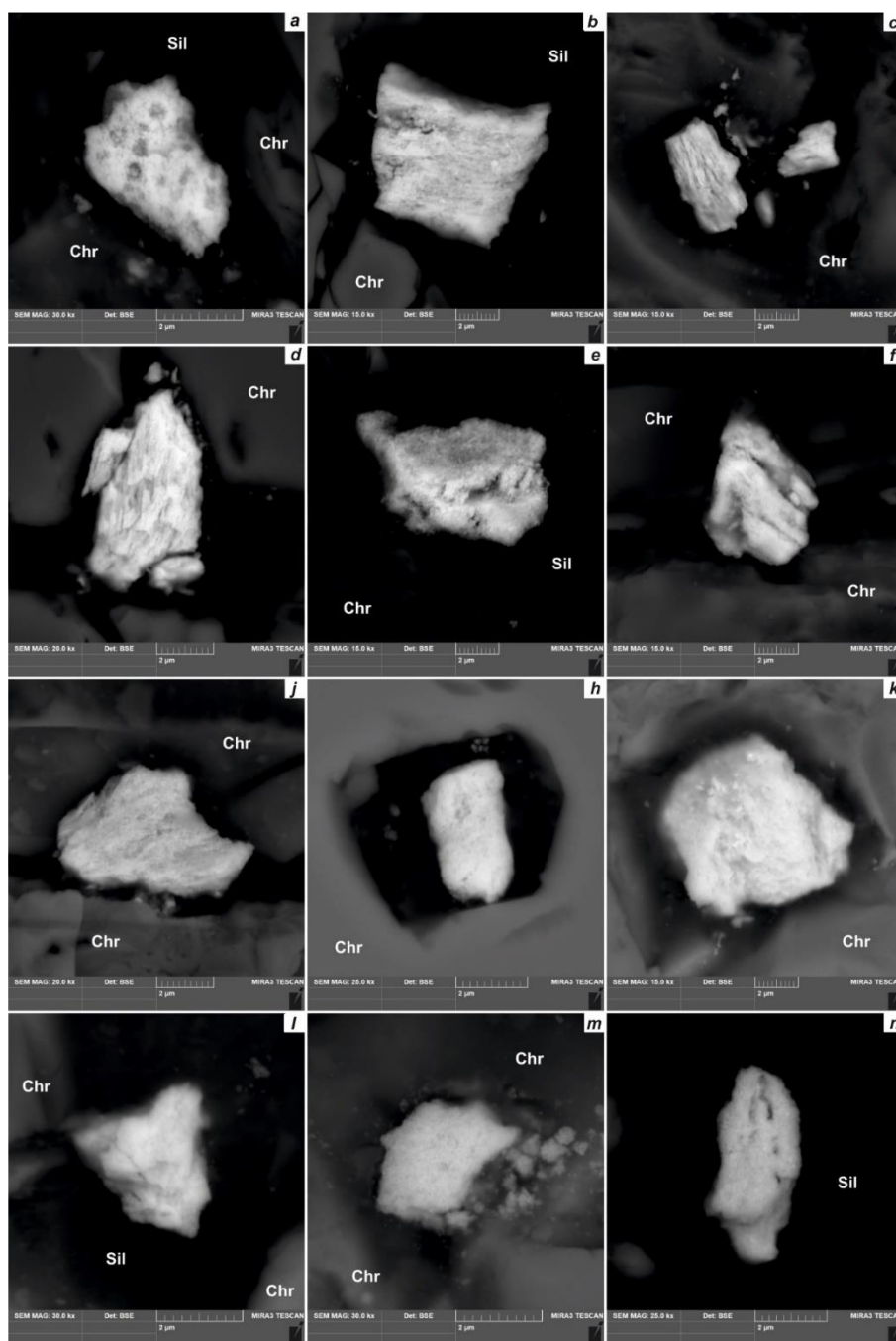


Рис. 3. Микрофотографии неназванной фазы (Rh,Zn,Pt) в хромититах ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал) в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE)

Fig. 3. Micrographs of unnamed phase (Rh,Zn,Pt) in chromitites of Ray-Iz ultramafic massif (Polar Urals) in BSE mode

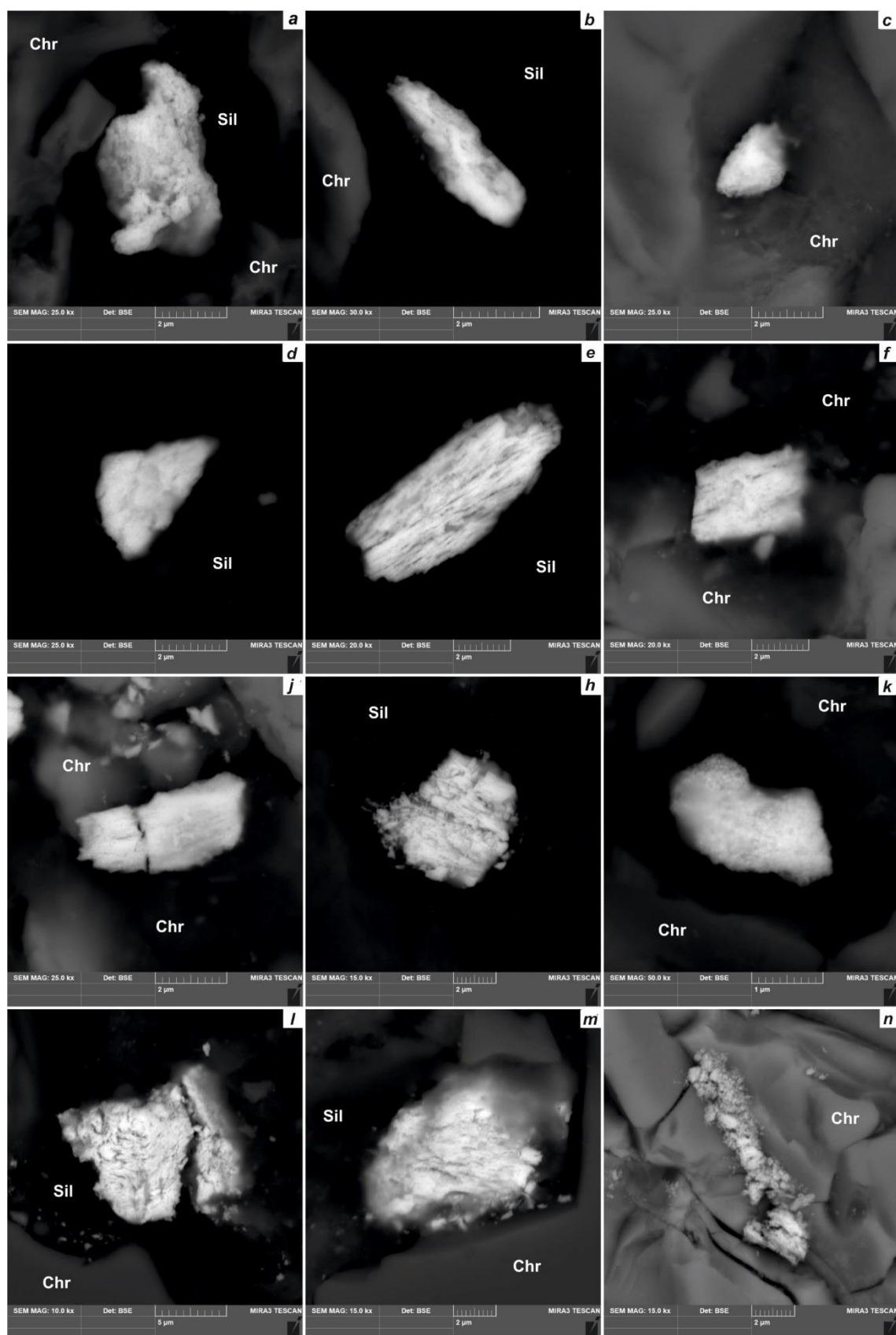


Рис. 4. Микрофотографии неназванной фазы (Rh,Zn,Pt) в хромититах ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал) в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE)

Fig. 4. Micrographs of unnamed phase (Rh,Zn,Pt) in chromitites of Ray-Iz ultramafic massif (Polar Urals) in BSE mode

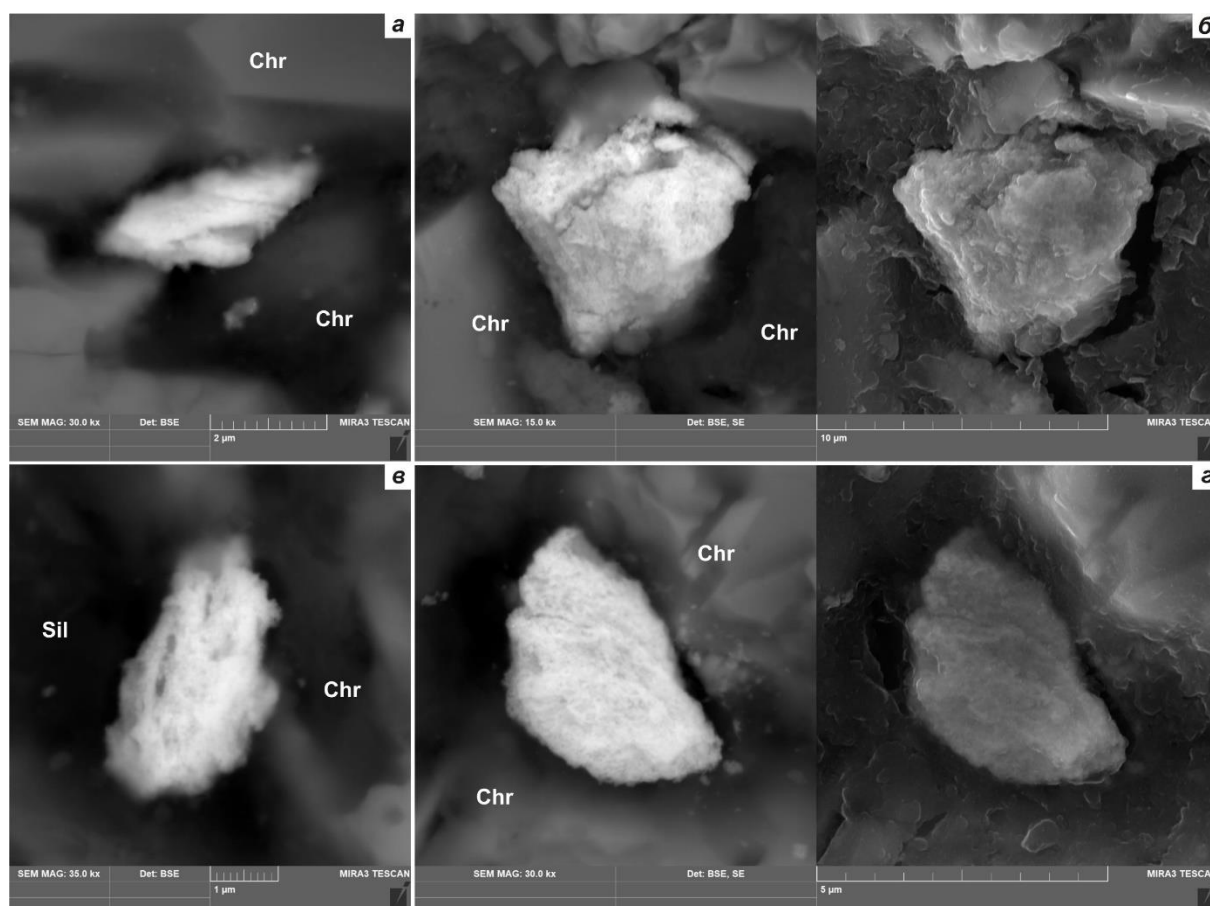


Рис. 5. Микрофотографии неназванной фазы (Rh,Zn,Pt) в средне-густовкрапленных прожилках хромшпинелида в дунитах Борусского ультрамафитового массива (Западный Саян) в режиме обратно-рассеянных (BSE) и вторичных (SE) электронов

Fig. 5. Micrographs of unnamed phase (Rh, Zn, Pt) in medium-densely disseminated veins of chromspinelite in dunites of Borussky ultramafic massif (Western Sayan) in BSE and SE modes

В соответствии с задачами настоящего исследования был использован традиционный подход минералогического изучения рудных минералов с определением химического состава фаз рентгено-спектральным микроанализом, с применением метода растровой электронной микроскопии [Reed, 2005].

Последний метод включал изучение отдельных зерен и их агрегатов в полированных шлифах на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным анализатором UltimMax100 (Oxford Instruments).

Перед исследованием из отобранных образцов хромититов были изготовлены по два плоскопараллельных аншлифа толщиной 4–5 мм, с последующим напылением на их изучаемые поверхности слоя углерода толщиной 25–30 нм.

Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока пучка электронов 4,5 нА и времени накопления спектра в точке 60 с в

режиме «Point&ID». Область генерации характеристического рентгеновского излучения – 1–2 мкм. В качестве стандартов для Rh, Pt, Zn, Ni, Cu и Fe были применены чистые металлы. Использованы аналитические линии: La для Rh и Pt; Ka для Zn, Fe, Ni и Cu. Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с применением специализированной математической программы обработки полученных рентгеновских данных TrueQ, позволяющей достоверно производить деконволюцию перекрывающихся линий рентгеновского спектра.

Сокращением «н.о.» (не обнаружен) в таблицах химического состава минералов обозначены измерения ниже чувствительности микроанализа, которая при рентгеноспектральном микроанализе, как правило, не превышает первых сотых долей процента. Пределы обнаружения конкретных элементов для отдельных минеральных разновидностей для удобства приведены в примечаниях к таблицам.

Все исследования выполнены на оборудовании Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета.

Химический состав неназванной фазы

Полученные химические составы показывают, что фаза (Rh,Zn,Pt) во всех трех изученных объектах, несмотря на то, что в Кемпирсайском и Рай-Из массивах она выявлена в высокохромистых хромититах, а в Борусском массиве в высокоглиноземистых хромшпинелидах имеет близкий состав, обусловленный ведущей позицией родия (61,2–87,6 мас. %), при подчиненной роли цинка (7,2–24,1 мас. %) и платины (1,3–17,9 мас. %). В кемпирсайских хромититах также выяв-

лены двухэлементные Rh–Zn составы. В качестве примеси иногда обнаруживаются никель (до 0,2 мас. %), медь (до 0,3 мас. %) и железо (до 1,7 мас. %) (рис. 6, а; табл. 2).

Отмечается обратная зависимость между родием и цинком и родием и платиной: по мере уменьшения родия происходит увеличение двух последних элементов. При этом какой-либо зависимости между цинком и платиной не обнаружено (рис. 6).

Пересчет на кристаллохимическую формулу позволяет сделать предположение, что выявленная минеральная фаза (Rh,Zn,Pt) может являться интерметаллидом родия с вариациями состава от (Rh,Pt)₃Zn до (Rh,Pt)₂Zn. При этом такая фаза со стехиометрической формулой (Rh,Pt)₂₋₃Zn схожа с формулой аваруита Ni₂₋₃Fe.

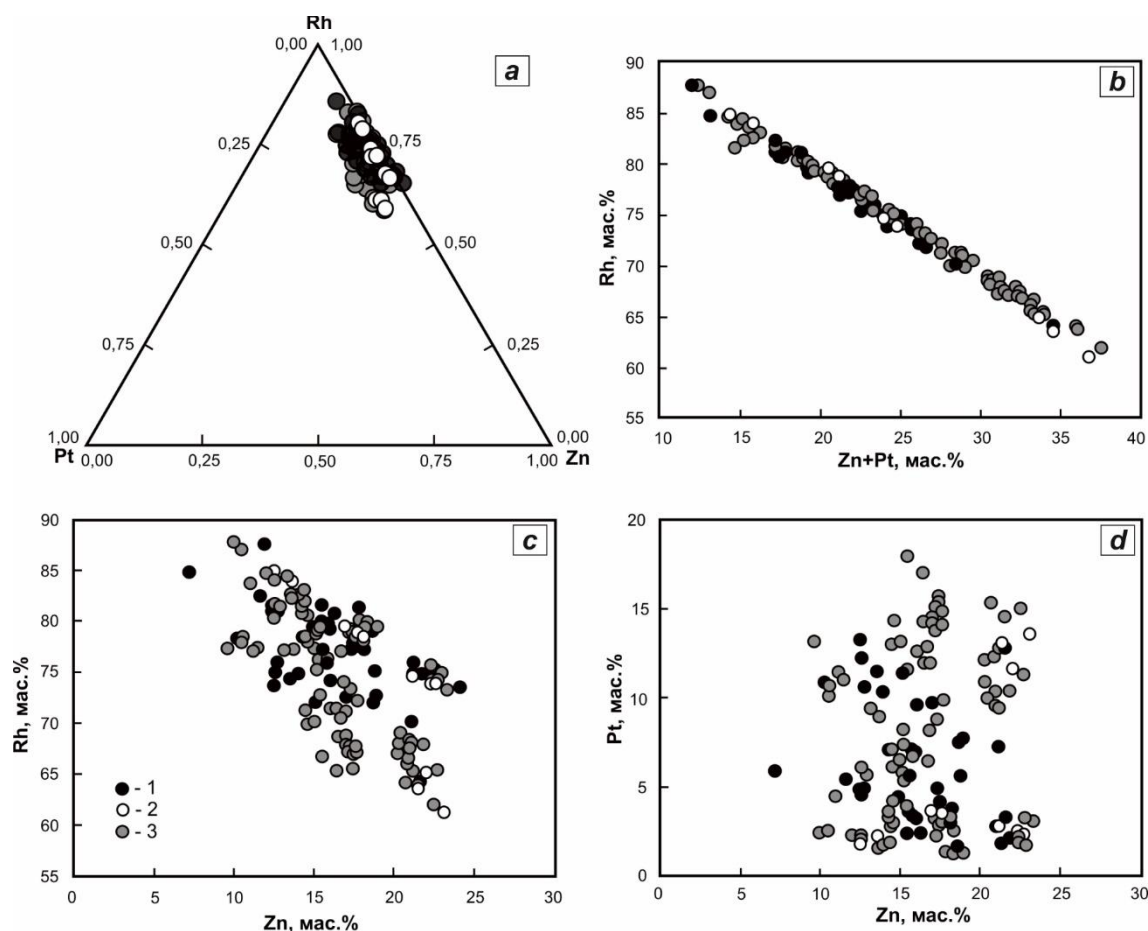


Рис. 6. Тройная (ат. доли) и бинарные (мас. %) диаграммы составов неназванной фазы (Rh,Zn,Pt) из подформных хромититов Урала и Западного Саяна

1 – Кемпирсайский массив; 2 – Борусский массив; 3 – массив Рай-Из

Fig. 6. Triple (at. fraction) and binary (wt. %) composition diagrams of unnamed phase (Rh,Zn,Pt) from podiform chromitites of the Urals and Western Sayan

1 – Kempirsay massif; 2 – Borussky massif; 3 – Rai-Iz massif

Таблица 2

Химический состав неназванной фазы (Rh,Zn,Pt) из подформных хромититов Урала и Западного Саяна, мас. %

Table 2

Chemical composition of unnamed phase (Rh, Zn, Pt) from podiform chromitites of the Urals and Western Sayan, wt. %

№ п/п	Массив	Образец	Rh	Zn	Pt	Ni	Cu	Fe	Сумма
1	Кемпирсайский массив (Южный Урал, Казахстан)	КМ-6-50	79,42	14,93	4,38	н.о.	н.о.	0,13	98,85
2		КМ-6-51	79,97	15,50	3,69	н.о.	н.о.	0,21	99,38
3		КМ-6-53	79,64	15,85	3,31	н.о.	н.о.	0,18	98,99
4		КМ-6-54	74,13	16,01	9,58	н.о.	н.о.	0,30	100,02
5		КМ-6-57	79,05	18,59	1,65	н.о.	н.о.	0,20	99,49
6		КМ-6-58	81,68	15,48	2,35	н.о.	н.о.	0,21	99,72
7		КМ-6-152	72,05	15,08	11,33	н.о.	н.о.	0,33	98,78
8		КМ-6-153	76,26	15,76	7,07	н.о.	н.о.	0,23	99,32
9		КМ-8-179	80,96	12,46	4,87	н.о.	н.о.	0,34	98,63
10		КМ-8-180	81,10	12,69	4,93	н.о.	н.о.	0,52	99,24
11		КМ-5-133	78,50	14,38	7,04	н.о.	н.о.	0,16	100,08
12		КМ-7-65	74,90	21,90	2,09	н.о.	н.о.	0,46	99,36
13		КМ-7-67	75,88	21,31	1,88	н.о.	н.о.	0,35	99,42
14		КМ-3-2	74,77	13,93	10,34	н.о.	н.о.	0,22	99,26
15		КМ-3-3	75,99	12,74	10,60	н.о.	н.о.	0,06	99,39
16		КМ-3-4	74,36	13,51	11,46	н.о.	н.о.	0,15	99,48
17		КМ-3-6	76,04	15,85	7,00	н.о.	н.о.	н.о.	98,89
18		КМ-3-7	77,42	17,36	4,91	н.о.	н.о.	н.о.	99,69
19		КМ-3-10	72,03	18,67	7,54	н.о.	н.о.	0,98	99,21
20		КМ-3-11	70,23	21,09	7,21	н.о.	н.о.	1,29	99,83
21		КМ-3-13	75,20	18,79	5,58	н.о.	н.о.	н.о.	99,57
22		КМ-3-14	77,77	17,45	4,18	н.о.	н.о.	н.о.	99,40
23		2/1-5.1	87,64	11,92	н.о.	н.о.	н.о.	0,52	100,08
24		2/1-8.1	82,52	11,61	5,41	н.о.	н.о.	0,33	99,87
25		3/2-13.1	81,32	17,79	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,11
26		3/2-10.1	64,21	21,62	12,74	н.о.	н.о.	0,35	98,92
27		939/545-6.1	73,55	24,09	н.о.	н.о.	н.о.	1,73	99,37
28		3/1-15.1	77,73	17,99	3,12	н.о.	н.о.	0,15	98,98
29		3/1-24.1	75,38	22,52	н.о.	н.о.	н.о.	0,82	98,72
30		3/3-1.1	72,61	16,99	9,70	н.о.	н.о.	0,09	99,39
31		3/3-2.1	74,92	21,10	2,78	н.о.	н.о.	0,34	99,14
32		3/3-3.1	84,85	7,23	5,87	н.о.	н.о.	1,68	99,63
		Среднее (42)	76,97	16,35	5,70				
33	Борусский массив (Западный Саян, Россия)	Бр-131-1	65,12	22,01	11,64	н.о.	н.о.	0,52	99,29
34		Бр-131-2	61,23	23,09	13,58	н.о.	н.о.	0,67	98,56
35		Бр-131-3	63,58	21,51	12,93	н.о.	н.о.	0,66	98,68
36		Бр-131-5	83,93	13,60	2,15	н.о.	н.о.	н.о.	99,68
37		Бр-131-6	84,88	12,50	1,83	н.о.	н.о.	н.о.	99,22
38		Бр-131-8	74,80	21,15	2,78	н.о.	н.о.	н.о.	98,73
39		Бр-131-9	73,99	22,63	2,35	н.о.	н.о.	н.о.	98,97
40		Бр-131-12	78,75	17,58	3,52	н.о.	н.о.	н.о.	99,84
41		Бр-131-14	79,53	16,87	3,61	н.о.	н.о.	0,13	100,14
		Среднее (11)	74,37	19,20	5,46				
42	Рай-Из массив (Поварный Урал, Россия)	Р-1-169	83,13	14,36	1,86	н.о.	н.о.	н.о.	99,35
43		Р-1-171	79,35	17,26	2,29	н.о.	н.о.	н.о.	98,89
44		Р-1-172	79,02	17,43	2,83	н.о.	н.о.	н.о.	99,28
45		Р-1-175	71,14	16,94	11,95	н.о.	н.о.	н.о.	100,03
46		Р-1-177	68,88	17,03	14,09	н.о.	н.о.	н.о.	99,99
47		Р-2-123	67,50	17,65	14,88	н.о.	н.о.	н.о.	100,03
48		Р-2-143	74,61	22,31	1,80	н.о.	н.о.	н.о.	98,72
49		Р-2-145	75,12	22,94	1,71	н.о.	н.о.	н.о.	99,77
50		Р-2-203	69,08	20,43	9,99	н.о.	н.о.	н.о.	99,50
51		Р-2-204	67,11	20,24	12,09	н.о.	н.о.	н.о.	99,44
52		Р-2-207	80,14	17,86	1,32	н.о.	н.о.	н.о.	99,33
53		Р-4-46	84,71	12,03	2,26	н.о.	н.о.	н.о.	98,99
54		Р-4-49	87,08	10,52	2,51	н.о.	н.о.	н.о.	100,10
55		Р-4-55	64,14	20,69	15,26	н.о.	н.о.	н.о.	100,09
56		Р-4-56	66,50	20,89	12,30	н.о.	н.о.	н.о.	99,69
57		Р-4-57	62,05	22,55	14,99	н.о.	н.о.	н.о.	99,59

№ п/п	Массив	Образец	Rh	Zn	Pt	Ni	Cu	Fe	Сумма
58		Y-4/3-12	78,00	18,16	3,32	н.о.	н.о.	н.о.	99,48
59		Y-4/3-29	74,16	22,78	3,26	н.о.	н.о.	н.о.	100,19
60		Y-4/3-30	73,26	23,28	3,04	н.о.	н.о.	н.о.	99,58
61		Y-4/3-63	78,50	14,44	7,06	н.о.	н.о.	н.о.	100,00
62		Y-4/3-64	79,12	15,26	5,36	н.о.	н.о.	н.о.	99,74
63		Y-325/1-40	77,23	13,69	8,92	н.о.	н.о.	н.о.	99,85
64		Y-325/1-42	77,99	10,52	10,75	н.о.	н.о.	н.о.	99,26
65		Y-325/1-44	80,61	14,60	4,21	н.о.	н.о.	н.о.	99,42
66		Y-325/1-45	76,26	15,30	7,36	н.о.	н.о.	н.о.	98,92
67		Y-325/1-120	67,96	21,85	10,36	н.о.	н.о.	н.о.	100,17
68		Y-325/1-189	77,03	16,74	6,42	н.о.	н.о.	н.о.	100,19
69		Y-340/7-70	71,33	14,48	13,02	н.о.	н.о.	н.о.	98,83
70		Y-340/7-71	77,23	13,18	9,36	н.о.	н.о.	н.о.	99,77
71		Y-340/7-72	77,36	9,64	13,14	н.о.	н.о.	н.о.	100,14
72		Y-340/7-73	66,91	17,38	15,18	н.о.	н.о.	н.о.	99,48
73		Y-340/7-159	65,58	17,42	15,70	н.о.	н.о.	н.о.	98,69
74		Y-340/7-160	72,78	15,38	11,52	н.о.	н.о.	н.о.	99,68
75		Y-399/2-4	83,74	11,02	4,51	н.о.	н.о.	н.о.	99,26
76		Y-399/2-6	81,35	12,87	5,66	н.о.	н.о.	н.о.	99,88
77		Y-399/2-16	66,73	15,46	17,92	н.о.	н.о.	н.о.	100,10
78		Y-399/2-17	77,39	11,49	10,95	н.о.	н.о.	н.о.	99,83
79		Y-399/2-19	65,29	16,42	16,97	н.о.	н.о.	н.о.	98,68
80		Y-340/7-96	65,31	21,20	12,78	0,26	н.о.	н.о.	99,56
81		Y-340/7-97	66,00	20,85	12,26	0,24	н.о.	н.о.	99,34
82		Y-340/7-98	68,07	20,29	10,84	0,26	н.о.	н.о.	99,47
83		P-1-167	78,89	15,16	5,80	н.о.	0,22	н.о.	100,07
84		P-1-168	84,45	13,30	1,86	н.о.	0,16	н.о.	99,77
85		Y-325/1-90	72,22	17,69	9,85	н.о.	0,31	н.о.	100,07
86		Y-325/1-92	74,10	16,88	8,17	н.о.	0,28	н.о.	99,43
87		Y-399/2-25	69,98	14,59	14,36	н.о.	н.о.	0,53	99,45
88		Y-399/2-26	68,70	16,54	14,28	н.о.	н.о.	0,59	100,11
89		Y-399/2-27	67,08	17,66	14,11	н.о.	н.о.	0,68	99,53
90		Y-399/2-80	81,89	14,42	2,78	н.о.	н.о.	0,64	99,74
91		Y-399/2-81	78,09	14,54	6,11	н.о.	н.о.	0,72	99,46
92		Y-399/2-82	67,20	17,19	13,81	н.о.	н.о.	1,39	99,59
93		Y-399/2-83	70,11	14,96	13,09	н.о.	н.о.	1,21	99,37
94		Y-399/2-85	80,79	14,59	3,03	н.о.	н.о.	1,09	99,50
95		Y-325/1-142	82,56	14,04	1,75	н.о.	н.о.	1,49	99,84
96		Y-325/1-145	82,71	13,60	2,08	н.о.	н.о.	1,28	99,66
		<i>Среднее (85)</i>	<i>74,76</i>	<i>16,51</i>	<i>8,06</i>				

В некоторых работах [Gross et al., 2001; Гаркуль, 2023] имеются данные об образовании интерметаллидных фаз $Zn_{11}Rh_2$, $Zn_{13}Rh$ и $ZnRh$. Таким образом, стоит подчеркнуть, что несмотря на малую освещенность системы $Zn-Rh$ в литературе, из-за критически низкой растворимости цинка и родия друг в друге, объясняемую разностью кристаллических решеток, образование интерметаллидов и твердых растворов между этими двумя металлами в природе возможно.

О происхождении неназванной фазы

Образование неназванного интерметаллида родия $(Rh,Pt)_{2-3}Zn$ авторы предварительно склонны связывать с более поздним наложенным прогрессивно антигоритовым этапом метаморфизма [Макеев, 1992; Макеев и др., 1999]. Об этом свидетельствует морфология зерен и своеобразная губчато-пористая структура данного МПГ, его обнаружение преимущественно в катаклазированных, брекчированных зернах хромшпинелидов, а также интенсивное развитие в интерстициях хлорит-кеммерерит-магнетитового агрегата и присутствие антигорита во вмещающих ультрамафитовых породах.

Отнесение к данному этапу метаморфического преобразования обнаруженного интерметаллида также подтверждается тем, что цинковые минералы, в том числе вюрцит и природная латунь (цинкистая медь) диагностируются именно в антигоритовых серпентинитах [Макеев и др., 1999; Yang et al., 2015]. При этом привнос цинка, вероятно, мог осуществляться и из зерен хромшпинелидов, где его содержание, по нашим и ранее полученным данным, может составлять до 0,4 мас. % [Вахрушева и др., 2017; Юричев и др., 2024].

Выводы

1. МПП с цветными металлами неоднократно выделялись в подформных хромититах офиолитовых комплексов [Дистлер и др., 2003; Гурская и др., 2004; Yang et al., 2015; Юричев и др., 2019], однако подобные соединения со значимой ролью цинка и главенствующей концентрацией родия (до 87 %), по нашему мнению, диагностированы впервые. Обзор геологической российской и зарубежной литературы по данному вопросу обнаружить аналогичную минеральную фазу в других геологических объектах не позволил.

2. Неназванная фаза (Rh,Zn,Pt), обнаруженная к настоящему времени в трех реститовых ультрамафи-

товых массивах (Кемпирсайский, Рай-Из, Борусский), в разных складчатых структурах (Урал, Западный Саян) и в разных по составу хромититах (высокохромистых и высокоглиноземистых), характеризуется выдержанным и крайне схожим химическим составом.

3. Как показывают кристаллохимические расчеты, выявленная минеральная фаза, вероятно, может являться интерметаллидом родия с кристаллохимической формулой (Rh,Pt)₂₋₃Zn.

Формирование данного интерметаллида связывается с более поздним, наложенным на реститовые ультрамафиты прогрессивно антигритовым этапом метаморфизма, который наиболее интенсивно проявился в катаклазированных хромититах.

Список источников

- Савельева Г.Н., Белокрыс А.М. Хромиты – руда, рожденная в мантии Земли // Природа. 2012. № 11. С. 14–23.
- Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитовосность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
- Гаркуль И.А. Двойные комплексные оксалаты Pd и Rh с 3d-металлами как предшественники биметаллических систем : дис. ... канд. хим. наук. Новосибирск, 2023. 135 с.
- Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.
- Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д., Ляхницкий Ю.С., Шахова С.Н. Платиноиды хромитовосных массивов Полярного Урала. СПб. : Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.
- Дистлер В.В., Крячко В.В., Юдовская М.А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 1. С. 44–74.
- Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб. : Наука, 1992. 197 с.
- Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И., Крапля Е.А. Геолого-минералогическая модель эволюции платиноносных альпинотипных ультрабазитов Урала / Платина России. Т. IV. М. : Геоинформмарк, 1999. С. 176–183.
- Юричев А.Н. Интерметаллид (Rh,Pt)₂₋₃Zn из Борусского ультрамафитового массива (Западный Саян) – новый минеральный вид? / Геология, прогноз, поиски и оценка месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. М. : ЦНИГРИ, 2025. С. 477–479.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И. Платиноиды системы Rh-Zn-Pt из хромититов Кемпирсайского ультрамафитового массива (Южный Урал, Казахстан) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 10. Томск : Изд-во Томского ЦНТИ, 2018. С. 445–446.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И., Корбовяк Е.В. Минералы платиновой группы из хромититов Кемпирсайского ультрамафитового массива (Мугоджары, Казахстан): новые данные // Записки Российского минералогического общества. 2019. Т. 148, № 2. С. 76–86.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И., Корбовяк Е.В. Минералы платиновой группы из хромитовых руд ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал): новые данные // Записки Российского минералогического общества. 2024. Ч. CLIII. № 6. С. 64–93.
- Gross N., Kotzyba G., Künnen B., Jeitschko W. Binary Compounds of Rhodium and Zinc: RhZn, Rh₂Zn₁₁, and RhZn₁₃ // Z. Anorg. Allg. Chem. 2001. V. 627. P. 155–163.
- Reed S.J.B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. N.Y. : Cambridge University Press, 2005. 189 p.
- Yang J., Meng F., Xu X., Robinson P.T., Dilek Y., Makeyev A.B., Wirth R., Wiedenbeck M., Cliff J. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Is ophiolite of the Polar Urals // Gondwana Research. 2015. V. 27, № 2. P. 459–485.

References

- Savelyeva G.N., Belokrys A.M. *Hromity – ruda, rozhdannaya v mantii Zemli* [Chromites – ore born in the Earth's mantle] // Nature. 2012. No. 11. pp. 14–23. In Russian
- Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B., Stepanov A.E., Bogdanova A.R. *Petrologiya i hromitonosnost' ul'traosnovnogo massiva Raj-Is (Polyarnyj Ural)* [Petrology and chromite content of the Rai-Is ultramafic massif (Polar Urals)]. Ekaterinburg: IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2017. 265 p. In Russian
- Garkul I.A. *Dvoynye kompleksnye oksalaty Pd i Rh s 3d-metallami kak predshestvenniki bimetallicheskih sistem* [Double complex oxalates of Pd and Rh with 3d metals as precursors of bimetallic systems]. Diss. ... cand. Chem. Sc. Novosibirsk, 2023. 135 p. In Russian
- Goncharenko A.I. *Deformatsiya i petrostrukturnaya evolyuciya al'pinotipnyh giperbazitov* [Deformation and petrostructural evolution of alpine-type hyperbasites]. Tomsk: Publishing house Tom. Univ., 1989. 404 p. In Russian
- Gurskaya L.I., Smelova L.V., Kolbantsev L.R., Lyakhnitskaya V.D., Lyakhnitsky Yu.S., Shakhova S.N. *Platinoidy hromitonosnykh massivov Polyarnogo Urala* [Platinoids of chromite-bearing massifs of the Polar Urals]. St. Petersburg: Publishing house of St. Petersburg cart factory VSEGEI, 2004. 306 p. In Russian

Distler V.V., Kryachko V.V., Yudovskaya M.A. Formation conditions of platinum-group metals in chromite ores of the Kempirsay ore field // *Geology of Ore Deposits*. 2003. V. 45(1). pp. 37–65.

Makeev A.B. *Mineralogiya al'pinotipnyh ul'trabazitov Urala* [Mineralogy of alpine-type ultrabasites of the Urals]. St. Petersburg: Nauka, 1992. 197 p. In Russian

Makeev A.B., Brianchaninova N.I., Kraplya E.A. *Geologo-mineralogicheskaya model' evolyucii platinonosnyh al'pinotipnyh ul'trabazitov Urala* [Geological and mineralogical model of the evolution of platinum-bearing alpine-type ultrabasites of the Urals] / *Platina of Russia*. V. IV. Moscow: Geoinformmark, 1999. pp. 176–183. In Russian

Yurichev A.N. *Intermetallid (Rh,Pt)₂₋₃Zn iz Borusskogo ul'tramafitovogo massiva (Zapadnyy Sayan) – noviy mineral'niy vid?* [Intermetallic compound (Rh,Pt)₂₋₃Zn from the Borussky ultramafic massif (Western Sayan) – a new mineral species?] / *Geology, forecast, prospecting and evaluation of deposits of diamonds, precious and non-ferrous metals*. Moscow: TsNIGRI, 2025. pp. 477–479. In Russian

Yuricheva A.N., Chernyshov A.I. *Platinoidy sistemy Rh-Zn-Pt iz hromititov Kempirsajskogo ul'tramafitovogo massiva (YUzhnyy Ural, Kazakhstan)* [Platinoids of the Rh-Zn-Pt system from chromitites of the Kempirsay ultramafic massif (Southern Urals, Kazakhstan)] / *Petrology of igneous and metamorphic complexes*. V. 10. Tomsk: Publishing house of Tomsk CNTI, 2018. pp. 445–446. In Russian

Yurichev A.N., Chernyshov A.I., Korbovyak E.V. *Mineraly platinovoy gruppy iz hromititov Kempirsajskogo ul'tramafitovogo massiva (Mugodzhary, Kazakhstan): novye dannye* [Platinum group minerals from chromitites of the Kempirsay ultramafic massif (Mugodzhary, Kazakhstan): new data] // *Notes of the Russian Mineralogical Society*. 2019. V. 148, No. 2. pp. 76–86. In Russian

Yurichev A.N., Chernyshov A.I., Korbovyak E.V. *Mineraly platinovoy gruppy iz hromovyh rud ul'tramafitovogo massiva Ray-Iz (Polyarniy Ural): novye dannye* [Platinum group minerals from chromium ores of the Rai-Iz ultramafic massif (Polar Urals): new data] // *Notes of the Russian Mineralogical Society*. 2024. V. 153, No. 6. pp. 64–93. In Russian

Gross N., Kotzyba G., Künnen B., Jeitschko W. Binary Compounds of Rhodium and Zinc: RhZn, Rh₂Zn₁₁, and RhZn₁₃ // *Z. Anorg. Allg. Chem.* 2001. V. 627. pp. 155–163.

Reed S.J.B. *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. N.Y.: Cambridge University Press, 2005. 189 p.

Yang J., Meng F., Xu X., Robinson P.T., Dilek Y., Makeyev A.B., Wirth R., Wiedenbeck M., Cliff J. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals // *Gondwana Research*. 2015. V. 27(2). pp. 459–485.

Информация об авторах:

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

E-mail: juratur@yandex.ru

Корбовяк Е.В., инженер-исследователь, ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: evgenij271@mail.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, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: juratur@yandex.ru

Korbovyak E.V., Research Engineer, Collective Use Center «Analytical Center for Geochemistry of Natural Systems», National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: evgenij271@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 03.05.2025; одобрена после рецензирования 13.09.2025; принята к публикации 20.11.2025

The article was submitted 03.05.2025; approved after reviewing 13.09.2025; accepted for publication 20.11.2025

ГИДРОЛОГИЯ

Научная статья
УДК 556.535.3
doi: 10.17223/25421379/37/8

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СЕЗОННОГО СТОКА РЕК ВОДОСБОРА ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ КАМЫ

Дмитрий Андреевич Гырдымов¹, Виталий Германович Калинин²,
Владимир Витальевич Чичагов³



^{1,2,3} Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

¹ gyrdymov_da@vk.com

² vgkalinin@gmail.com

³ chvv50@mail.ru

Аннотация. Выполнен анализ многолетней изменчивости сезонного стока рек, расположенных в разных частях водосбора Верхней и Средней Камы, с наиболее продолжительными периодами наблюдений. Определение моментов разладки рядов наблюдений выполнено с помощью разностно-интегральных кривых. Тестирование гипотезы случайности исходных рядов позволило выявить статистически значимые изменения сезонного стока рек. Правомерность использования модели повторных последовательных выборок подтверждается принятием гипотезы случайности для каждой из частей исходного ряда. Отклонение гипотезы однородности для выделенных периодов подтверждает статистическую значимость выявленных изменений. Увеличение зимнего стока составило в среднем 33,0 %, весеннего – 12,8 %, летне-осеннего – 32,9 %.

Ключевые слова: сезонный сток, многолетняя изменчивость, изменения климата, проверка статистических гипотез

Для цитирования: Гырдымов Д.А., Калинин В.Г., Чичагов В.В. Многолетняя изменчивость сезонного стока рек водосбора Верхней и Средней Камы // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 117–127. doi: 10.17223/25421379/37/8

Original article
doi: 10.17223/25421379/37/8

LONG-TERM VARIABILITY OF SEASONAL RUNOFF IN THE RIVERS OF THE UPPER AND MIDDLE KAMA BASIN

Dmitry A. Gyrdymov¹, Vitaly G. Kalinin², Vladimir V. Chichagov³

^{1,2,3} Perm State University, Perm, Russia

¹ gyrdymov_da@vk.com

² vgkalinin@gmail.com

³ chvv50@mail.ru

Abstract. For the Upper and Middle Kama catchment area, according to instrumental observations at reference meteorological stations, an increase in average annual air temperature and annual precipitation amounts of 0.04°C/year and 1.03 mm/year, respectively, has been recorded over the last half century. The results of the earlier analysis of average annual runoff at gauge stations with the longest (more than 85 years) observation periods indicate an increase in annual runoff over the last 50 years. At the same time the interpretation of the revealed changes in annual runoff is possible only on the basis of analyzing its seasonal components.

The long-term variability of seasonal runoff of rivers located in different parts of the Upper and Middle Kama catchment was analyzed. In the process of the study, a methodological approach was applied, which implies the following sequence of actions: testing the hypothesis that there is no linear trend in the observation series; determining the change points on the basis of difference-integral curves; testing the hypotheses of randomness, normality and homogeneity. In this case, it is proposed to use the model of consecutive repeated samples for analysis.

All gauge stations in winter, four in spring and three in summer-autumn seasons are characterized by the presence of a statistically significant linear trend. The low coefficients of determination don't allow the regression model with a linear trend to be used for further analysis of changes.

The analysis of difference-integral curves allowed us to determining the change points of runoff observation series for all gauge stations in winter, six in spring and three in summer-autumn seasons. For the winter season the change point is on average 1983,

for the spring season – 1984, and for the summer-autumn season – 1980. For the gauge stations Vishera-Ryabinino and Sylva-Podkamennoye two change points were identified each, which indicates a more intensive change in runoff.

The rejection of the hypothesis of randomness for the series of seasonal river runoff over the entire observation period for the majority of gauge stations and its acceptance for the selected parts is the basis for the subsequent statistical analysis of the data using homogeneity criteria.

Testing of the homogeneity hypothesis for the selected parts of the original series confirms their belonging to different statistical populations. The increase in winter runoff for all seven of gauge stations considered averaged 31,1 %, spring runoff for six of gauge stations except for Velva-Oshib gauging station – 12,8 %, summer-autumn runoff for four of gauge stations – 32,9 %. Thus, significant changes in the annual runoff of the rivers in the Upper and Middle Kama catchment area are mainly due to a significant change in the runoff of low-water periods.

Keywords: seasonal runoff, long-term variability, climate change, statistical hypothesis testing.

For citation: Gyrdymov D.A., Kalinin V.G., Chichagov V.V. (2025) Long-term variability of seasonal runoff in the rivers of the Upper and Middle Kama basin. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 117–127. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/37/8

Введение

Многолетние колебания речного стока обусловлены изменчивостью стокоформирующих факторов, главным образом климата, который подвержен глобальным изменениям, начавшимся с середины 1970-х гг. [Доклад ..., 2017; Магрицкий, 2018; Третий оценочный..., 2022]. Для территории водосбора Верхней и Средней Камы климатические изменения выражаются в увеличении среднегодовой температуры воздуха и сумм атмосферных осадков. По данным наблюдений на реперных метеостанциях (Чердынь, Гайны, Бисер и Пермь) рост среднегодовой температуры воздуха за период с 1975 по 2023 г. составил в среднем 0,04 °C/год, а увеличение годовых сумм атмосферных осадков –1,03 мм/год.

Выполненное ранее исследование многолетней изменчивости годового стока рек [Калинин и др., 2023], расположенных в разных частях водосбора Верхней и Средней Камы с наиболее продолжительными периодами наблюдений, подтвердило наличие статистически значимых изменений годового стока. При этом для современного периода 1978–2021 гг. отмечено увеличение годового стока рек в среднем на 19,6 % по сравнению с предшествующим периодом 1936–1977 гг. Следует отметить, что годовой сток является интегральной характеристикой, его изменчивость обусловлена многолетними колебаниями сезонного стока, динамикой внутри года и за многолетний период. Поэтому интерпретация выявленных изменений годового стока возможна лишь на основе анализа его сезонных составляющих.

Основная часть исследований, посвященная сезонному стоку, направлена на анализ связи внутригодового распределения стока с климатическими и антропогенными факторами. Значительный вклад в изучение вопросов внутригодового распределения стока внесли Б.Д. Зайков [1944], П.С. Кузин [1953, 1960], Д.Л. Соколовский [1959], В.Г. Андреянов [1960], А.М. Владимиров [1964], М.И. Львович [1971] и др.

Особого внимания заслуживает исследование многолетних колебаний сезонного стока, выполненное М.П. Колпачевой [1968], в котором выявлены ритмичность и синхронность стока рек Центрально-Черноземного района, обусловленные водностью года.

Т.П. Девятковой [1966] выполнена оценка многолетней изменчивости внутригодового распределения стока рек территории водосбора Воткинского водохранилища, по результатам которой установлена зависимость доли сезонного стока с водностью года. Для многоводных лет характерно увеличение доли летне-осеннего и снижение зимнего стока, для маловодных лет наблюдается обратная зависимость.

Аналізу цикличности многолетних колебаний сезонного стока рек бассейна Камы (Кама, Вишера, Уфа, Белая), обусловленной влиянием преобладающих форм атмосферной циркуляции, посвящена работа А.С. Шкляева, Т.П. Девятковой [1969]. Выявлена различная продолжительность циклов речного стока в разные сезоны года: более короткие в весенний и летне-осенний сезоны и продолжительные в зимний сезон.

Исследования, посвященные нарушению стационарности статистических параметров рядов сезонного стока в условиях климатических изменений, нашли отражения в работах [Рассказова, 2003; Болгов, Сенцова, 2009; Hannaford, Harvey, 2010; Дмитриева, 2011; Лавров, Калужный, 2012; Научно-прикладной справочник..., 2015; Фролова и др., 2015; Фролова, Григорьев, 2017; Pfeiffer, Ionita, 2017; Магрицкий, 2018]. Авторами отмечается разнонаправленность происходящих изменений сезонного стока, как для отдельных бассейнов, так и их частей. При этом исследования сезонного стока опираются, главным образом, на методы графического анализа и описательной статистики, а момент начала изменений, как правило, определяется на основе оценки климатических характеристик либо путем деления исходного ряда на несколько выборок равной продолжительности. Кроме того, в практике гидрологических расчетов

принимается допущение о случайном характере величин стока, без соответствующего статистического анализа.

Целью настоящей работы является выявление статистически значимых изменений сезонного стока рек водосбора Верхней и Средней Камы в условиях глобальных климатических изменений.

Материалы и методы

На территории бассейна Верхней и Средней Камы в разные временные периоды действовало 185 гидрологических постов (г/п), из них лишь 21,1 % имеют период наблюдений более 40 лет, 9,2 % – более 60 лет и 3,8 % – более 80 лет. Принимая во внимание то, что влияние климатических изменений наблюдается по разным оценкам с середины 1970-х гг. [Доклад..., 2017; Фролова, Григорьев, 2017; Магрицкий, 2018; Третий оценочный..., 2022], наибольший интерес

представляют ряды стока с наиболее продолжительными периодами наблюдений. Исходя из этого, для анализа изменчивости сезонного стока рек использованы данные среднемесячных расходов воды по семи гидрологическим постам, расположенным в разных частях водосбора Верхней и Средней Камы (рис. 1): Кама-Гайны (1931–2021 гг.), Вишера-Рябинино (1929–2021 гг.), Велва-Ошиб (1933–2022 гг.), Иньва-Кудымкар (1936–2022 гг.), Усьва-Усьва (1931–2021 гг.), Сылта-Подкаменное (1936–2021 гг.) и Сылта-Шамары (1938–2021 гг.).

Территория водосбора Верхней и Средней Камы общей площадью 184 240 км² расположена на северо-востоке европейской части России. Правобережная часть водосбора находится на Русской равнине, левобережная – в предгорьях и на западном склоне Уральских гор. Протяженность с севера на юг составляет 640 км – от 61°57' с.ш. до 56°05' с.ш., а с запада на восток около 530 км – от 51°35' в.д. до 60°27' в.д. [Калинин, 2014].

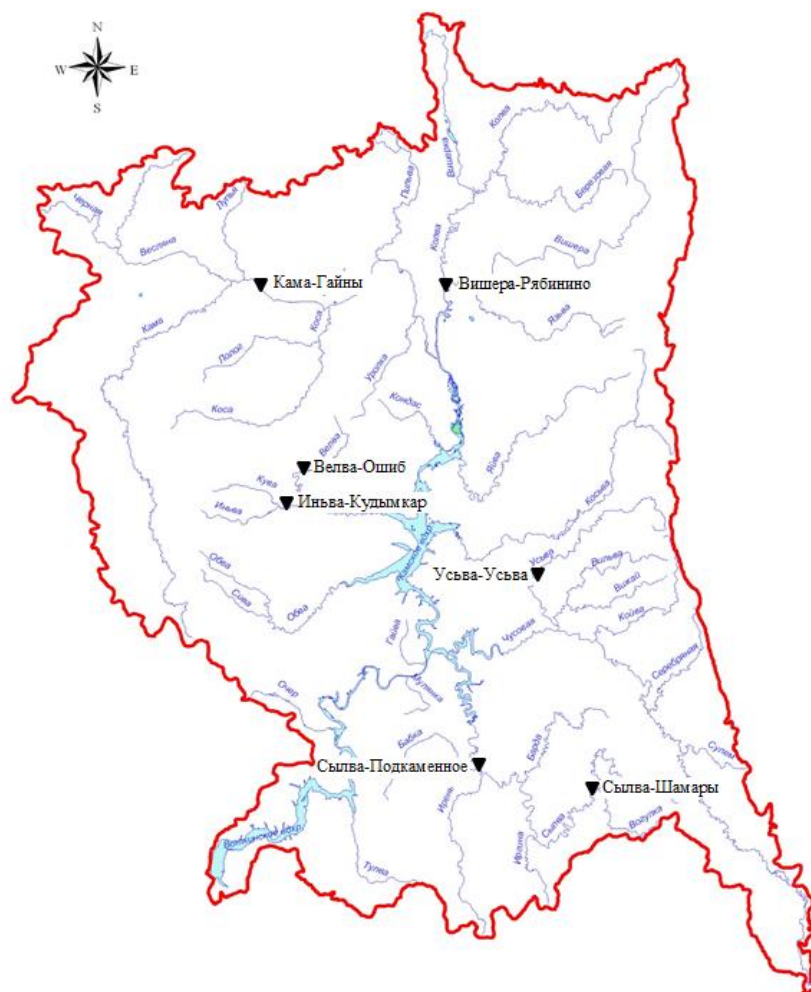


Рис. 1. Местоположение гидрологических постов на реках водосбора Верхней и Средней Камы

Fig. 1. Location of gauge stations on the rivers of the Upper and Middle Kama basin

Обработка и анализ наблюдений за сезонным стоком рек для определения статистически значимых изменений выполнены на основе методологического подхода [Калинин, Чичагов, 2019], адаптированного для анализа рядов стока [Калинин и др., 2023], суть которого заключается в последовательном тестировании рядов и их отдельных частей с использованием модели двух последовательных повторных выборок. Принятие статистических гипотез осуществлялось, начиная с уровня значимости (p -значение) 0,05. При этом анализ рядов сезонного стока включал следующую последовательность действий.

1. Проверка гипотезы об отсутствии в рядах наблюдений линейного тренда на основе регрессионной модели вида

$$Q_t = at + b + \varepsilon_t, \quad t = T_1, \dots, T_2, \quad (1)$$

где Q_t – среднегодовой расход воды в t -й год, м³/с; T_1, T_2 – начало и конец периода наблюдений, год; a и b – параметры модели, ε_t – случайная ошибка модели.

2. Выявление момента (-ов) начала выраженных изменений (момента разладки временного ряда) с использованием метода разностно-интегральных кривых и разделение рядов на части на основе выделенных моментов разладки.

3. Проверка гипотезы случайности рядов наблюдений и их отдельных частей на основе критерия инверсий, обладающего большей мощностью по сравнению с критерием серий при обнаружении монотонного тренда [Бендат, Пирсол, 1989].

4. Оценка соответствия рядов сезонного стока и их частей нормальному закону распределения с помощью критериев Шапиро–Уилка и Харке–Бера, наиболее предпочтительных при небольших объемах выборок [О Гржибовский, 2014].

5. Проверка гипотезы однородности рассматриваемых частей исходного ряда наблюдений с помо-

щью критериев Стьюдента, Фишера, Левена и Брауна–Форсайта, Вальда–Вольфовица, Колмогорова–Смирнова, Манна–Уитни. Если обнаружено несколько моментов разладки, тестирование однородности выполняется на основе критериев Краскела–Уоллиса и Джонкхиера [Тюрин, Макаров, 1998].

При изучении сезонного стока рек необходимо четкое понимание границ сезонов исследуемых рек. Для большей части территории РФ, по водному режиму и комплексу стокоформирующих факторов, выделяется три сезона: весна, лето–осень и зима, при этом границы сезонов определяются с точностью до месяца [Андреянов, Соколовский, 1957; Методические..., 2009]. В соответствии с районированием [Андреянов, Соколовский, 1957], бассейн р. Камы относится к II зоне и имеет следующие границы: весна IV–VI, лето–осень VII–XI, зима XII–III. Однако Т.П. Девятковой [Краткий справочник..., 1966], с учетом вертикальной зональности основных климатических факторов под влиянием Уральских гор, для водосбора Воткинского водохранилища были предложены уточненные границы сезонов: весна IV–VI, лето–осень VII–X, зима XI–III, которые приняты за основу в настоящей работе.

Результаты и их обсуждение

Для определения характера наблюдаемых изменений сезонного стока рек построены хронологические графики и регрессионные модели с линейным трендом вида (1). По результатам анализа моделей за весь период наблюдений (1936–2021 гг.) для всех семи г/п характерны статистически значимые положительные линейные тренды в зимний сезон, для четырех г/п в весенний сезон и для трех г/п в летне–осенний сезон (табл. 1).

Таблица 1
Характеристики модели (1) для сезонного стока рек за весь период наблюдений (1936–2021 гг.)

Table 1
Characteristics of model (1) of seasonal runoff for the whole observation period (1936–2021)

Наименование г/п	Сезон					
	Зима (XI–III)		Весна (IV–VI)		Лето–осень (VII–X)	
	Оценка тренда	p	Оценка тренда	p	Оценка тренда	p
Кама–Гайны	$Q = 0,546t - 990,41$	0,00	$Q = 1,090t - 1579,2$	0,04	$Q = 0,288t - 405,99$	0,32
Вишера–Рябинино	$Q = 1,212t - 2218,1$	0,00	$Q = 2,925t - 4569,9$	0,01	$Q = 0,800t - 1148,2$	0,23
Иньва–Кудымкар	$Q = 0,050t - 94,595$	0,00	$Q = 0,101t - 163,39$	0,01	$Q = 0,073t - 137,24$	0,00
Велва–Ошиб	$Q = 0,014t - 26,378$	0,00	$Q = -0,004t + 26,193$	0,77	$Q = 0,016t - 28,582$	0,24
Усьва–Усьва	$Q = 0,065t - 121,19$	0,00	$Q = 0,133t - 177,34$	0,13	$Q = 0,086t - 142,04$	0,18
Сылва–Шамары	$Q = 0,063t - 115,38$	0,00	$Q = 0,224t - 356,55$	0,02	$Q = 0,166t - 308,92$	0,00
Сылва–Подкамненное	$Q = 0,470t - 859,26$	0,00	$Q = -0,182t + 718,21$	0,64	$Q = 0,577t - 1033,8$	0,00

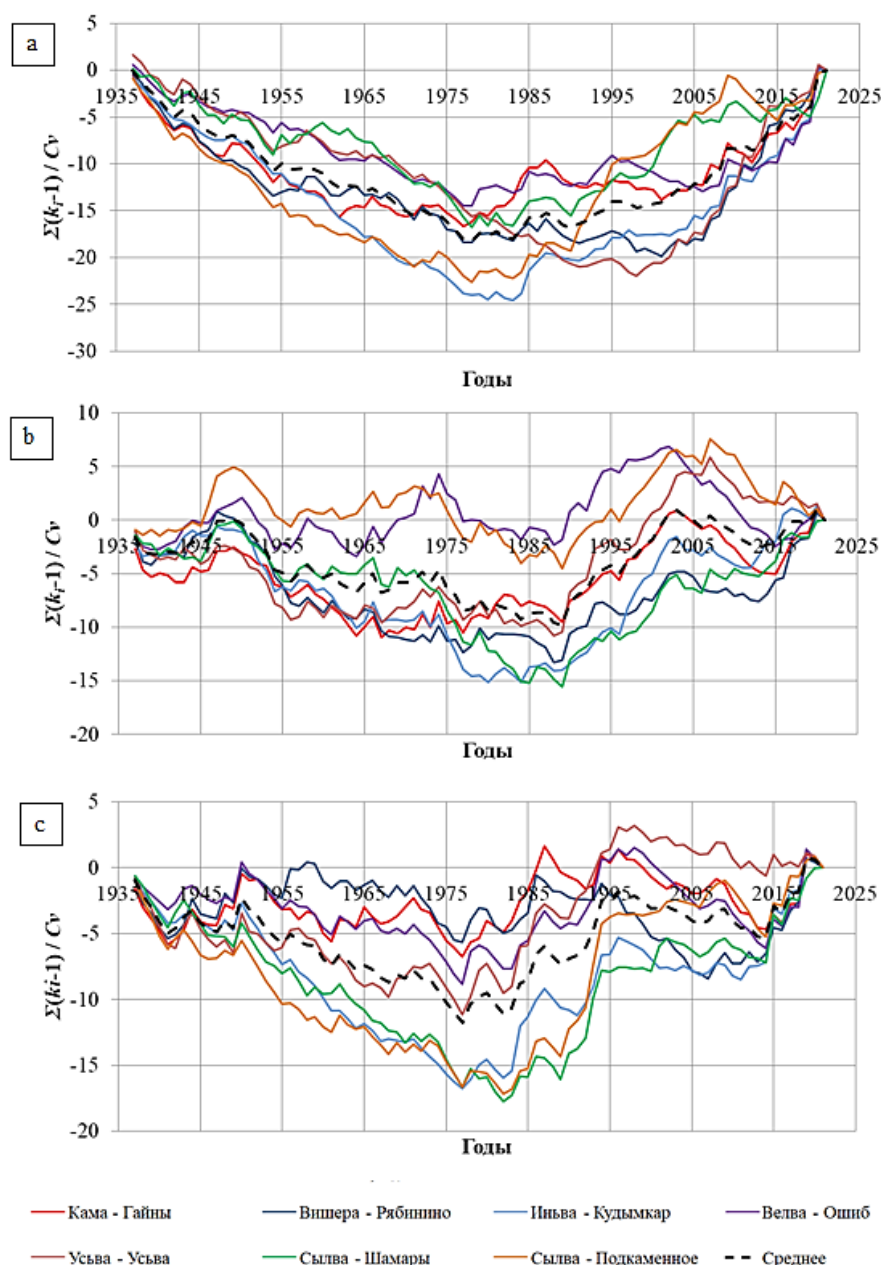


Рис. 2. Разностно-интегральные кривые сезонного стока рек водосбора Верхней и Средней Камы за весь период наблюдений (1937–2021): а – зимний сезон; б – весенний сезон; с – летне-осенний сезон

Fig. 2. The difference-integral curves of seasonal runoff of the Upper and Middle Kama Basin Rivers for the whole period of observations (1937–2021): a – winter season; b – spring season; c – summer-autumn season

Проверка регрессионных моделей с линейным трендом для сезонного стока рек на основе шкалы Чеддока показала их непригодность ввиду низких коэффициентов детерминации: для зимнего стока $R^2 < 0,34$, для весеннего – $R^2 < 0,08$ и летне-осеннего – $R^2 < 0,12$. Поэтому далее для анализа сезонного стока рек применена модель последовательных повторных выборок [Калинин и др., 2023]. Деление исходного ряда на повторные выборки осуществлялось на основе

моментов разладки, определяемых с помощью разностно-интегральных кривых (см. рис. 2).

Моменты разладки рядов наблюдений за сезонным стоком рек определялись по точке минимума разностно-интегральной кривой, соответствующей смене многолетней маловодной фазы на многоводную (рис. 2).

Для зимнего сезона точки минимума в среднем приходятся на 1983 г., весеннего сезона на 1984 г.,

летне-осеннего на 1980 г. В том случае, когда наблюдалось несколько последовательных циклов, определение момента разладки не выполнялось (г/п Велва-Ошиб в весенний сезон, г/п Кама-Гайны, Вишера-Рябинино и Велва-Ошиб в летне-осенний сезон).

Последующее тестирование данных наблюдений с помощью критерия инверсий было проведено как для полных временных рядов, так и для их частей (табл. 2). По результатам выполненных расчетов гипотеза случайности за весь период наблюдений с 1937 по 2021 г. отклоняется для всех семи г/п в зимний сезон, для трех г/п в весенний и четырех г/п в летне-осенний сезоны.

Гипотеза случайности для последовательных повторных выборок принимается во всех случаях, за исключением г/п Вишера-Рябинино и Сылта-Подкаменное в зимний сезон. Поэтому для этих рядов наблюдений выполнено повторное построение разностно-интегральных кривых, что позволило обнаружить еще по одному моменту разладки (рис. 3).

Выделенные периоды характеризуются отсутствием статистически значимых изменений внутри них, что позволяет применять модель повторных последовательных выборок для рядов наблюдений за сезонным стоком рек и является основанием для последующего статистического анализа данных с помощью критериев однородности.

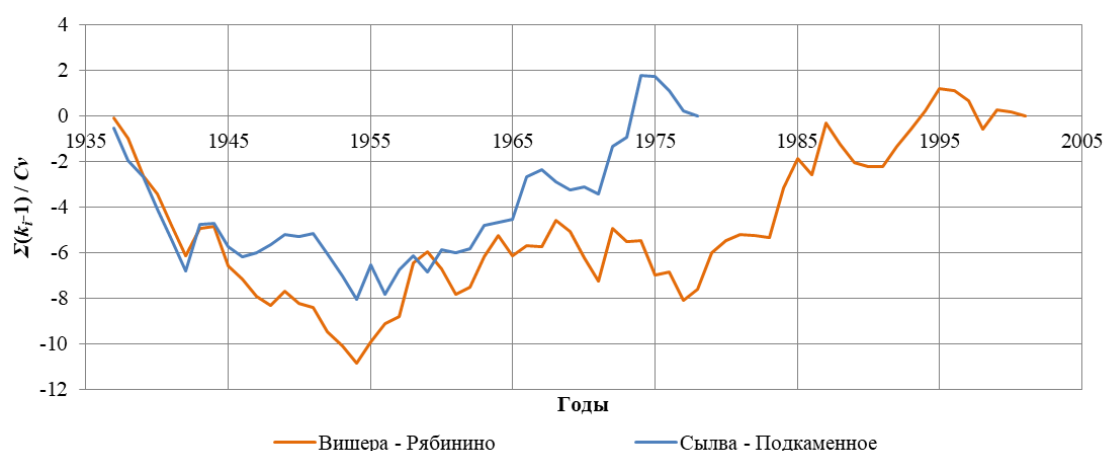


Рис. 3. Разностно-интегральные кривые зимнего стока рек для г/п Вишера-Рябинино и Сылта-Подкаменное

Fig. 3. The difference-integral curves of winter river runoff for Vishera-Ryabinino and Sylva-Podkamennoye gauge stations

Таблица 2

Реальные уровни значимости критерия инверсий рядов сезонного стока

Table 2

P-values of inversion criterion significance testing of seasonal runoff

Река – пост	Зима (XI–III)		Весна (IV–VI)		Лето–осень (VII–X)	
	Период, годы	<i>p</i>	Период, годы	<i>p</i>	Период, годы	<i>p</i>
Кама – Гайны	1937–2021	0,00	1937–2021	0,11	1937–2021	0,57
	1937–1977	0,06	1937–1967	0,63		
	1978–2021	0,65	1968–2021	0,70		
Вишера – Рябинино	1937–2021	0,00	1937–2021	0,01	1937–2021	0,16
	1937–1954	0,50	1937–1988	0,71		
	1955–2001	0,68	1989–2021	0,79		
	2002–2021	0,73				
Иньва – Кудымкар	1937–2021	0,00	1937–2021	0,03	1937–2021	0,00
	1937–1983	0,07	1937–1980	0,36	1937–1977	0,39
	1984–2021	0,42	1981–2021	0,98	1978–2021	0,88
Велва – Ошиб	1937–2021	0,00	1937–2021	0,70	1937–2021	0,22
	1937–1978	0,97				
	1979–2021	0,92				
Усьва – Усьва	1937–2021	0,00	1937–2021	0,24	1937–2021	0,00

Река – пост	Зима (XI–III)		Весна (IV–VI)		Лето–осень (VII–X)	
	Период, годы	<i>p</i>	Период, годы	<i>p</i>	Период, годы	<i>p</i>
	1937–1998	0,38	1937–1988	0,55	1937–1977	0,37
	1999–2021	0,84	1989–2021	0,15	1978–2021	0,07
Сылва – Шамары	1937–2021	0,00	1937–2021	0,01	1937–2021	0,00
	1937–1978	0,34	1937–1989	0,72	1937–1982	0,64
	1979–2021	0,82	1990–2021	0,82	1983–2021	0,60
Сылва – Подкаменное	1937–2021	0,00	1937–2021	0,58	1937–2021	0,00
	1937–1954	0,23	1937–1989	0,22	1937–1982	0,10
	1955–1978	0,69	1990–2021	0,07	1983–2021	0,15
	1979–2021	0,47				

Примечание. $p < 0,05$ выделены курсивом. В графе период для каждого г/п сначала приводится весь период наблюдений, а затем, при наличии таковых, периоды наблюдений до и после момента(ов) разладки.

Note. p -value than 0,05 are in italics. In the period column for each h/p, the entire observation period is given first, followed, if available, by the observation periods before and after the point(s) of disagreement.

Оценка возможности применения параметрических критериев однородности выполнена на основе тестирования гипотезы нормальности, т.е. соответствия рядов наблюдений нормальному закону распределения. Расчеты показали, что гипотеза может быть принята для всех г/п, за исключением г/п Сылва-Шамары (зимний сезон), Усьва-Усьва и Сылва-Подкаменное (весенний сезон).

Следует отметить, что некорректное определение границ сезонов может оказать существенное влияние на форму распределения, а следовательно, и на результаты тестирования рядов с помощью критериев нормальности. В связи с этим для смежных сезонов выполнено сглаживание их границ путем осреднения месячных значений стока. Так, например, для зимнего сезона среднемесячные значения расходов воды ноября определены путем их осреднения за октябрь и ноябрь, а для марта – за март и апрель. Аналогичным

образом получены значения среднемесячных расходов воды за апрель и июнь для весеннего, а также июля и октября для летне-осеннего сезонов. Тестирование рядов с помощью критериев нормальности показало, что исследуемые ряды наблюдений соответствуют нормальному закону распределения, поэтому далее использовались границы сезонов, принятые в соответствии с [Краткий справочник..., 1966].

Далее была выполнена проверка гипотезы однородности частей исходных рядов наблюдений с помощью параметрических и непараметрических критериев. В случае отклонения гипотезы нормальности (при использовании параметрических критериев) анализировались логарифмы исследуемых характеристик, соответствующие нормальному закону распределения. Гипотеза однородности для рядов наблюдений зимнего стока рек отклоняется по всем г/п (табл. 3).

Таблица 3

Реальные уровни значимости критериев однородности сезонного стока

Table 3

P-values of homogeneity criteria significance testing of seasonal runoff

Река – пост	Период, годы		Параметрические критерии однородности				Непараметрические критерии однородности			Изменение среднего между периодами, %
			Стьюдента	Фишера	Тест Левена	Тест Брауна–Форсайта	Вальда–Вольфовица	Колмогорова–Смирнова	Манна–Уитни	
Зима (XI–III)										
Кама – Гайны	1937–1977	1978–2021	0,00	0,95	0,84	0,92	0,75	< 0,005	0,00	23,6
Иньва – Кудымкар	1937–1983	1984–2021	0,00	0,35	0,41	0,49	0,00	< 0,001	0,00	45,9
Велва – Ошиб	1937–1978	1979–2021	0,00	0,29	0,45	0,51	0,10	< 0,005	0,00	37,8
Усьва – Усьва	1937–1998	1999–2021	0,00	0,60	0,64	0,66	0,00	< 0,001	0,00	40,7
Сылва – Шамары	1937–1978	1979–2021	0,01	0,64	0,47	0,47	0,21	< 0,10	0,01	31,9
Весна (IV–VI)										
Кама – Гайны	1937–1967	1968–2021	0,01	0,91	0,68	0,67	0,70	> 0,10	0,03	12,1
Вишера – Рябинино	1937–1988	1989–2021	0,00	0,28	0,35	0,31	0,75	< 0,025	0,00	12,6

Река – пост	Период, годы		Параметрические критерии однородности				Непараметрические критерии однородности			Изменение среднего между периодами, %
			Стьюдента	Фишера	Тест Левена	Тест Брауна–Форсайта	Вальда–Вольфовица	Колмогорова–Смирнова	Манна–Уитни	
Иньва – Кудымкар	1937–1980	1981–2021	<i>0,00</i>	<i>0,04</i>	0,08	0,17	0,90	<i>< 0,025</i>	<i>0,00</i>	16,4
Усьва – Усьва	1937–1988	1989–2021	<i>0,02</i>	0,08	0,45	0,41	0,22	<i>< 0,10</i>	<i>0,04</i>	13,0
Сылва – Шамары	1937–1989	1990–2021	<i>0,00</i>	0,78	0,87	0,91	0,25	<i>< 0,005</i>	<i>0,00</i>	17,0
Сылва – Подкаменное	1937–1989	1990–2021	0,32	0,39	0,15	0,16	0,63	<i>> 0,10</i>	0,34	5,70
Лето-осень (VII–X)										
Иньва – Кудымкар	1937–1977	1978–2021	<i>0,00</i>	0,52	0,41	0,39	<i>0,04</i>	<i>< 0,001</i>	<i>0,00</i>	42,2
Усьва – Усьва	1937–1977	1978–2021	<i>0,00</i>	0,27	0,27	0,30	0,10	<i>< 0,05</i>	<i>0,01</i>	23,8
Сылва – Шамары	1937–1982	1983–2021	<i>0,00</i>	0,47	0,39	0,42	<i>0,04</i>	<i>< 0,001</i>	<i>0,00</i>	38,3
Сылва – Подкаменное	1937–1982	1983–2021	<i>0,00</i>	0,61	0,97	0,98	<i>0,00</i>	<i>< 0,001</i>	<i>0,00</i>	27,3

Примечание. $p < 0,05$ выделены курсивом.

Note. p -value $< 0,05$ are in italics.

Для г/п Вишера-Рябинино и Сылва-Подкаменное оценка однородности трех последовательных выборок, выполненная на основе критериев Краскела–Уоллиса и Джонкхира, подтвердила их принадлежность к разным статистическим совокупностям при $p < 0,001$. Необходимость использования модели трех последовательных повторных выборок свидетельствует о более интенсивном изменении зимнего стока для этих г/п, так увеличение среднего между двумя частями начальных периодов для г/п Вишера-Рябинино (1937–1954 гг. и 1955–2001 гг.) и Сылва-Подкаменное (1937–1984 гг. и 1985–1978 гг.) составляет 19,9 и 18,0 % соответственно.

Для весеннего сезона гипотеза однородности отклоняется по всем г/п, за исключением г/п Велва-Ошиб. Увеличение весеннего стока составило в среднем 14,2 %. Гипотеза однородности летне-осеннего стока отклоняется по четырем г/п: Иньва-Кудымкар, Усьва-Усьва, Сылва-Шамары и Сылва-Подкаменное. Увеличение летне-осеннего стока составило в среднем 32,9 %.

Закключение

На основе выполненного анализа многолетних колебаний сезонного стока рек территории водосбора Верхней и Средней Камы для г/п с наиболее продолжительными (более 80 лет) периодами наблюдений выявлены следующие изменения:

1. *Зимний сток.* Для всех г/п с помощью метода разностно-интегральных кривых выявлены различные моменты разладки многолетних колебаний зимнего стока. По результатам проверки гипотезы случайности для всех г/п обнаружены статистически значимые изменения. В то же время для выделенных периодов до момента разладки и после него гипотеза

случайности принимается для рядов стока по всем г/п, за исключением г/п Вишера-Рябинино и Сылва-Подкаменное, для которых выделены три последовательные повторные выборки. Проверка гипотезы однородности рядов зимнего стока выделенных периодов подтвердила их принадлежность к разным статистическим совокупностям. Увеличение зимнего стока составило в среднем 33,0 %.

2. *Весенний сток.* Моменты разладки рядов наблюдений за весенним стоком различны между г/п и в среднем приходятся на 1980-е гг. Гипотеза случайности за весь период наблюдений отклоняется для г/п Вишера-Рябинино, Иньва-Кудымкар и Сылва-Шамары, однако принимается для выделенных периодов до момента разладки и после него. Тестирование этих периодов на однородность подтвердило их принадлежность к разным статистическим совокупностям. Увеличение весеннего стока рек, за исключением г/п Велва-Ошиб, составило в среднем 12,8 %.

3. *Летне-осенний сток.* Момент начала выраженных изменений в рядах наблюдений летне-осеннего стока приходится в среднем на конец 1970-х – начало 1980-х гг. На основе критерия инверсий статистически значимые изменения стока в этот сезон выявлены для г/п: Иньва-Кудымкар, Усьва-Усьва, Сылва-Шамары и Сылва-Подкаменное. Проверка гипотезы однородности выделенных периодов подтвердила их принадлежность к разным статистическим совокупностям. Увеличение летне-осеннего стока для этих четырех г/п составило в среднем 32,9 %.

Полученные результаты анализа многолетней изменчивости сезонного стока рек бассейна Верхней и Средней Камы свидетельствуют о том, что наиболее существенные изменения характерны для межженных периодов, в особенности зимнего сезона.

Список источников

- Андреянов В.Г., Соколовский Д.Л. Гидрологические расчеты при проектировании малых и средних гидроэлектростанций. Л. : Гидрометеоиздат, 1957. 523 с.
- Андреянов В.Г. Внутригодовое распределение стока. Л. : Гидрометеоиздат, 1960. 319 с.
- Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных : пер. с англ. М. : Мир, 1989. 540 с.
- Болгов М.В., Сенцова Н.И. Оценка расчетных характеристик минимального стока в бассейне Верхнего Дона в нестационарных условиях // Генетические и вероятностные методы в гидрологии: проблемы развития и взаимосвязи. Труды Международного семинара. Одесса, 2009. С. 168–182.
- Владимиров Л.А. Питание рек и внутригодовое распределение речного стока на территории Грузии. Тбилиси : Мецниереба, 1964. 244 с.
- Девяткова Т.П. Внутригодовое распределение стока рек бассейна Воткинского водохранилища // Краткий справочник для гидрологических расчетов на реках Западного Урала. Пермь, 1966. С. 70–74.
- Дмитриева В.А. Внутригодовая и многолетняя динамика сезонного речного стока бассейна верхнего Дона // Аридные экосистемы. 2011. Т. 11, № 2. С. 23–32.
- Доклад о климатических рисках на территории Российской Федерации. СПб., 2017. 106 с.
- Зайков Б.Д. Внутригодовое распределение стока на территории Европы // Труды НИУГУМС. М. : Гидрометеоиздат, 1944. Вып. 15. 50 с.
- Калинин В.Г. Водный режим камских водохранилищ и рек их водосбора в зимний сезон. Пермь, 2014. 184 с.
- Калинин В.Г., Чичагов В.В. Изменения сроков ледообразования на реках и критерии оценки их статистической значимости // Метеорология и гидрология. 2019. № 9. С. 52–64.
- Калинин В.Г., Чичагов В.В., Гырдымов Д.А. Многолетние колебания годового стока рек водосбора верхней и средней Камы // Вестник Удмуртского университета. Серия Биология. Науки о Земле. 2023. Т. 33, вып. 4. С. 456–466. doi: 10.35634/2412-9518-2023-33-4-456-466
- Колпачева М.П. Внутригодовое распределение стока рек Среднерусской возвышенности в пределах ЦЧО // Сборник работ Курской гидрометеорологической обсерватории. 1968. Т. 2, вып. 4. С. 234–243.
- Краткий справочник для гидрологических расчетов на реках Западного Урала (Водосбор Воткин. водохранилища). Пермь, 1966. 160 с.
- Кузин П.С. Многолетние колебания водности рек СССР // Труды ГГИ. Л. : Гидрометеоиздат, 1953. Вып. 38 (92). С. 188–215.
- Кузин П.С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР. Л. : Гидрометеоиздат, 1960. 455 с.
- Лавров С.А., Калужный И.Л. Физические процессы и закономерности формирования зимнего и весеннего стока рек бассейна Волги в условиях изменения климата // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2012. № 4. С. 74–84.
- Львович М.И. Реки СССР. М. : Мысль, 1971. 351 с.
- Магрицкий Д.В. Климатические обусловленные и антропогенные изменения стока воды основных рек Российской Федерации в их низовьях и морских устьях // Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России : материалы Всерос. науч.-практ. конф. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2018. С. 285–294.
- Методические рекомендации по определению расчетных гидрологических характеристик при отсутствии данных гидрометрических наблюдений. СПб. : Нестор-История, 2009. 193 с.
- Научно-прикладной справочник: Основные гидрологические характеристики рек бассейна Камы / под ред. В.Ю. Георгиевского. Ливны : Издатель Мухаметов Г.В., 2015. 135 с. URL: <http://old2.hydrology.ru/sites/default/files/Books/kama.pdf> (дата обращения: 19.01.2024).
- Рассказова Н.С. Многолетние колебания стока рек и их связь с космо- и геофизическими факторами (на примере бассейнов рек Камы и Тобола). Челябинск : Издательство ЮУрГУ, 2003. 270 с.
- Соколовский Д.Л. Речной сток. Л. : Гидрометеоиздат, 1959. 539 с.
- Субботина А.В., Гржибовский А.М. Описательная статистика и проверка нормальности распределения количественных данных // Экология человека. 2014. № 2. С. 51–56.
- Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. СПб. : Научное издание, 2022. 124 с.
- Тюрин Ю.Н., Макаров А.А. Статистический анализ данных на компьютере / под ред. В.Э. Фигурнова. М. : ИНФРА-М, 1998. 528 с.
- Фролова Н.Л., Григорьев В.Ю. Изменение составляющих водного баланса европейской части России // Водные ресурсы, экология и гидрологическая безопасность. М. : ИВП РАН, 2017. С. 80–82.
- Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Агафонова С.А., Евстигнеев В.М., Ефремова Н.А., Повалишников Е.С. Внутригодовое распределение стока равнинных рек Европейской территории России и его изменение // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2015. № 4. С. 4–20.
- Шкляев А.С., Девяткова Т.П. Многолетние колебания сезонного стока рек Предуралья // Ученые записки Пермского университета. 1969. Вып. 4, № 213. С. 13–36.
- Pfeiffer M., Ionita M. Assessment of Hydrologic Alterations in Elbe and Rhine Rivers, Germany // MDPI Water. 2017. V. 9 (684). 18 p. doi: 10.3390/w9090684
- Hannaford J., Harvey C. UK seasonal river flow variability in near-natural catchments, regional out flows and long hydrometric // BHS Third International Symposium, Managing Consequences of a Changing Global Environment, Newcastle. 2010. 7 p.

References

Andreyanov V.G., Sokolovskii D.L. *Gidrologicheskie raschety pri proektirovanii malykh i srednikh gidroelektrostantsii* [Hydrological calculations in the design of small and medium-sized hydroelectric power plants] Leningrad: Gidrometoizdat, 1957. 523 p. In Russian

- Andreyanov V.G. *Vnutrigodovoe raspredelenie stoka* [Intra-annual distribution of runoff] Leningrad: Gidrometeoizdat, 1960. 319 p. In Russian
- Bendat Dzh., Pirsol A. *Prikladnoi analiz sluchainykh dannykh* [Applied random data analysis]; Per. s angl. Moscow: Mir, 1989. 540 p. In Russian
- Bolgov M.V., Sentsova N.I. *Otsenka raschetnykh kharakteristik minimal'nogo stoka v basseine Verkhnego Dona v nestatsionarnykh usloviyakh* [Assessment of the calculated characteristics of minimum flow in the Upper Don basin under non-stationary conditions] // *Geneticheskie i veroyatnostnye metody v gidrologii: problemy razvitiya i vzaimosvyazi*. Trudy Mezhdunarodnogo seminar. Odessa, 26–28 marta 2009. pp. 168–182. In Russian
- Vladimirov L.A. *Pitanie rek i vnutrigodovoe raspredelenie rechnogo stoka na territorii Gruzii* [River feeding and intra-annual distribution of river flow in Georgia]. Tbilisi: Metsniereba, 1964. 244 p. In Russian
- Devyatkova T.P. *Vnutrigodovoe raspredelenie stoka rek basseina Votkinskogo vodokhranilishcha* [Intra-annual distribution of river flow in the Votkinsk Reservoir basin] // *Kratkii spravochnik dlya gidrologicheskikh raschetov na rekakh Zapadnogo Urala*. Perm', 1966. pp. 70–74. In Russian
- Dmitrieva V.A. *Vnutrigodovaya i mnogoletnyaya dinamika sezonnogo rechnogo stoka basseina verkhnego Dona* [Intra-annual and long-term dynamics of seasonal river flow in the upper Don basin] // *Aridnye ekosistemy*. 2011. V. 11, No. 2. pp. 23–32. In Russian
- Doklad o klimaticheskikh riskakh na territorii Rossiiskoi Federatsii* [Report on climate risks in the Russian Federation]. St.Petersburg, 2017. 106 p. In Russian
- Zaikov B.D. *Vnutrigodovoe raspredelenie stoka na territorii Evropy* [Intra-annual distribution of runoff in Europe] // Trudy NIUGUMS. Moscow: Gidrometeoizdat, 1944. V. 15. 50 p. In Russian
- Kalinin V.G. *Vodnyi rezhim kamskikh vodokhranilishch i rek ikh vodosbora v zimnii sezon* [Water regime of the Kama reservoirs and rivers of their catchment area in the winter season] // Monografiya. Perm. gos. un-t. Perm', 2014. 184 p. In Russian
- Kalinin V.G., Chichagov V.V. *Izmeneniya srokov ledoobrazovaniya na rekakh i kriterii otsenki ikh statisticheskoi znachimosti* [Changes in the timing of ice formation on rivers and criteria for assessing their statistical significance] // *Meteorologiya i gidrologiya* [Meteorology and hydrology]. 2019. No. 9. pp. 52–64. In Russian
- Kalinin V.G., Chichagov V.V., Gyrdaymov D.A. *Mnogoletnie kolebaniya godovogo stoka rek vodosbora verkhnei i srednei Kamy* [Annual runoff long-term fluctuations in the Rivers of the Kama reservoir catchment] // *Vestnik Udmurtskogo universiteta* [Bulletin of Udmurt University. Series Biology. Earth Sciences]. 2023. V. 33, No. 4. pp. 456–466. <https://doi.org/10.35634/2412-9518-2023-33-4-456-466> In Russian
- Kolpacheva M.P. *Vnutrigodovoe raspredelenie stoka rek Srednerusskoi vozvysheynosti v predelakh TsChO* [Intra-annual distribution of river runoff in the Central Russian Upland within the Central Black Earth Region] // *Sbornik rabot Kurskoi gidrometeorologicheskoi observatorii*. 1968. T. 2. V. 4. pp. 234–243. In Russian
- Kratkii spravochnik dlya gidrologicheskikh raschetov na rekakh Zapadnogo Urala (Vodosbor Votkin. vodokhranilishcha)* [A Brief Guide to Hydrological Calculations on the Rivers of the Western Urals (Votkin Reservoir Catchment Area)] // Perm. gos. un-t im. A.M. Gor'kogo. Laboratoriya vodokhoz. problem. Perm', 1966. 160 pp. In Russian
- Kuzin P.S. *Mnogoletnie kolebaniya vodnosti rek SSSR* [Long-term fluctuations in the water content of rivers in the USSR] // Trudy GGI. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1953. V. 38 (92). pp. 188–215. In Russian
- Kuzin P.S. *Classification of rivers and hydrological zoning of the USSR*. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1960. 455 p. In Russian
- Lavrov S.A., Kalyuzhnyi I.L. *Fizicheskie protsessy i zakonmernosti formirovaniya zimnego i vesennego stoka rek basseina Volgi v usloviyakh izmeneniya klimata* [Physical processes and patterns of formation of winter and spring runoff of the Volga basin rivers under climate change conditions] // *Vodnoye khozyaystvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravleniye* [Water Sector of Russia: Problems, Technologies, Management]. 2012. No. 4. pp. 74–84. In Russian
- L'vovich M.I. *Reki SSSR* [Rivers of the USSR]. Moscow: Mysl', 1971. 351 p. In Russian
- Magritskii D.V. *Klimaticheskie obuslovlennyye i antropogennyye izmeneniya stoka vody osnovnykh rek Rossiiskoi Federatsii v ikh nizov'yakh i morskikh ust'yakh* [Climate-induced and anthropogenic changes in the water flow of the main rivers of the Russian Federation in their lower reaches and sea estuaries] // *Sovremennyye tendentsii i perspektivy razvitiya gidrometeorologii v Rossii*. Materialy Vseros. nauch.-prakt. konf. Irkutsk: Izd-vo IGU. 2018. pp. 285–294. In Russian
- Metodicheskie rekomendatsii po opredeleniyu raschetnykh gidrologicheskikh kharakteristik pri otsutstvii dannykh gidrometricheskikh nablyudenii* [Methodological recommendations for determining estimated hydrological characteristics in the absence of hydrometric observation data]. St.Petersburg: Nestor-Istoriya. 2009. 193 p. In Russian
- Nauchno-prikladnoi spravochnik: Osnovnye gidrologicheskie kharakteristiki rek basseina Kamy* [Scientific and applied reference: Main hydrological characteristics of the rivers of the Kama basin] / pod red. V.Yu. Georgievskogo. Livny: Izdatel' Mukhametov G.V., 2015. 135 p. URL: <http://old2.hydrology.ru/sites/default/files/Books/kama.pdf>. (data obrashcheniya: 19.01.2024). In Russian
- Rasskazova N.S. *Mnogoletnie kolebaniya stoka rek i ikh svyaz' s kosmo- i geofizicheskimi faktorami (na primere basseinov rek Kamy i Tobola)* [Long-term fluctuations in river flow and their relationship with cosmo- and geophysical factors (using the Kama and Tobol river basins as an example)]. Chelyabinsk: Izdatel'stvo YuUrGU. 2003. 270 p. In Russian
- Sokolovskii D.L. *Rechnoi stok* [River flow]. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1959. 539 p. In Russian
- Subbotina A.V., Grzhibovskii A.M. *Opisatel'naya statistika i proverka normal'nosti raspredeleniya kolichestvennykh dannykh* [Descriptive statistics and testing the normality of distribution of quantitative data] // *Ekologiya cheloveka* [Human ecology]. 2014. No. 2. pp. 51–56. In Russian
- Tretii otsenochnyi doklad ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiiskoi Federatsii. Obshchee rezyume* [The Third Assessment Report on Climate Change and its Impacts in the Russian Federation. General Summary]. St. Petersburg: Naukoemkie tekhnologii. 2022. 124 p. In Russian
- Tyurin Yu.N., Makarov A.A. *Statisticheskii analiz dannykh na komp'yutere* [Statistical analysis of data on a computer] / Pod red. V.E. Figurnova. Moscow: INFRA-M, 1998. 528 p. In Russian
- Frolova N.L., Grigor'ev V.Yu. *Izmenenie sostavlyayushchikh vodnogo balansa evropeiskoi chasti Rossii* [Changes in the components of the water balance of the European part of Russia] // *Vodnye resursy, ekologiya i gidrologicheskaya bezopasnost'*. Moscow: IVP RAN. 2017. pp. 80–82. In Russian

Frolova N.L., Kireeva M.B., Agafonova S.A., Evstigneev V.M., Efremova N.A., Povalishnikova E.S. *Vnutrigodovoe raspredelenie stoka ravninnykh rek Evropeiskoi territorii Rossii i ego izmenenie* // *Vodnoe khozyaistvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravlenie* [Water Sector of Russia: Problems, Technologies, Management]. 2015. No. 4. pp. 4–20. In Russian

Shklyaev A.S., Devyatkov T.P. *Mnogoletnie kolebaniya sezonnogo stoka rek Predural'ya* [Long-term fluctuations in the seasonal flow of rivers in the Ural] // *Uchenye zapiski Permskogo universiteta*. 1969. V. 4, No. 213. pp. 13–36. In Russian

Pfeiffer M., Ionita M. Assessment of Hydrologic Alterations in Elbe and Rhine Rivers, Germany // *MDPI Water*. 2017. V 9 (684). 18 p. doi: 10.3390/w9090684

Hannaford J., Harvey C. UK seasonal river flow variability in near-natural catchments, regional out flows and long hydrometric // *BHS Third International Symposium, Managing Consequences of a Changing Global Environment, Newcastle*. 2010. 7 p.

Информация об авторах:

Гырдымов Д.А., ассистент, кафедра гидрологии и охраны водных ресурсов, географический факультет, Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия.

E-mail: gyrdymov_da@vk.com

Калинин В.Г., доктор географических наук, доцент, заведующий кафедрой гидрологии и охраны водных ресурсов, географический факультет, Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия.

E-mail: vgkalinin@gmail.com

Чичагов В.В., кандидат физико-математических наук, доцент кафедры высшей математики, механико-математический факультет, Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия.

E-mail: chvv50@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Gyrdymov.D.A., Assistant, Department of Hydrology and water resources protection, Geography Faculty, Perm State University, Perm, Russia.

E-mail: gyrdymov_da@vk.com

Kalinin V.G., Dr. Sci. (Geography), Associate Professor, Head of the Department of Hydrology and water resources protection, Geography Faculty, Perm State University, Perm, Russia.

E-mail: vgkalinin@gmail.com

Chicagov V.V., Cand. Sci. (Phys-Math.), Associate Professor, Department of Mathematics, Faculty of Mechanics and Mathematics, Perm State University, Perm, Russia

E-mail: chvv50@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 27.04.2024; одобрена после рецензирования 02.09.2024; принята к публикации 20.11.2025

The article was submitted 27.04.2024; approved after reviewing 02.09.2024; accepted for publication 20.11.2025

Научная статья
УДК 556.167(571.151)
doi: 10.17223/25421379/37/9

МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕТНЕ-ОСЕННЕЙ МЕЖЕНИ И МИНИМАЛЬНОГО СТОКА НА Р. МАЙМА (НИЗКОГОРЬЯ СЕВЕРНОГО И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ)



Лилия Федоровна Лубенец¹, Всеволод Михайлович Морейдо²,
Дмитрий Владимирович Черных³, Дмитрий Константинович Першин⁴

^{1,3,4} Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

² Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

³ Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

¹ lilia_lubenets@mail.ru

² moreido@mail.ru

³ chernykhd@mail.ru

⁴ dmitrypersh@gmail.com

Аннотация. Выполнена оценка изменений гидроклиматической составляющей стока на основе данных по метеорологическим станциям Росгидромета, расположенным на территории Алтайского края и Республики Алтай. С применением метода автоматического графо-аналитического расчленения гидрографа дана оценка изменений минимального стока для опорного бассейна р. Майма и бассейнов-аналогов. В объеме грунтового стока летне-осенней межени наблюдается положительный тренд, статистически значимый на всех из рассматриваемых рек.

Ключевые слова: Алтай, бассейн р. Майма, минимальный сток, летне-осенняя межень

Благодарности: исследование выполнено в рамках государственного задания Института водных и экологических проблем СО РАН (№ FUFZ-2021-0007).

Для цитирования: Лубенец Л.Ф., Морейдо В.М., Черных Д.В., Першин Д.К. Многолетняя динамика характеристик летне-осенней межени и минимального стока на р. Майма (низкогорья северного и северо-восточного Алтая) // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 128–141. doi: 10.17223/25421379/37/9

Original article
doi: 10.17223/25421379/37/9

LONG-TERM DYNAMICS OF CHARACTERISTICS OF SUMMER-AUTUMN LOW-WATER PERIOD AND MINIMUM RUNOFF ON THE MAIMA RIVER (LOW MOUNTAINS OF NORTHERN AND NORTHEASTERN ALTAI)

Liliya F. Lubenets¹, Vsevolod M. Moreido², Dmitry V. Chernykh³, Dmitry K. Pershin⁴

^{1,3,4} Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia

² Institute of Water Problems RAS, Moscow, Russia

³ Altai State University, Barnaul Russia

¹ lilia_lubenets@mail.ru

² moreido@mail.ru

³ chernykhd@mail.ru

⁴ dmitrypersh@gmail.com

Abstract. This study presents the results of assessment of how changes in hydroclimatic forcing (air temperature and precipitation) affected river runoff in the Altai region between 1950 and 2022. We used the data from 42 local weather stations operated by Roshydromet government agency in the administrative regions of Altai Krai and Republic of Altai. Trends and change-points in the data were revealed using Mann-Kendall, Theil-Sen and Pettite tests. We further assessed the alteration of baseflow using automatic hydrograph separation filters applied to the data on the main experimental basin of the Maima River in Republic of Altai and several rivers across this region, similar in basin area and runoff generation conditions. The main findings include a tendency towards air temperature increase across all seasons both in lowland and highland environments in this region. The revealed trends in precipitation are significant only for the cold season due to increase in solid precipitation. Annual baseflow runoff volume on all of the accessed rivers shows trend towards increase, however all of these were statistically insignificant. On the contrary, summer baseflow volume trends proved to be significant, as well as mean annual baseflow discharge. Change-points in the time-series

of the latter was detected in the 2000-s on all rivers. This is accompanied by an increase in low-flow period duration up to 14 days on all rivers. We assume that the revealed 15 to 20 year-hysteresis in reaction of low-flows to increase in precipitation may be due to delayed groundwater recharge and discharge into the river network. The latter may be due to distribution of carbonate rock deposits and variability in quaternary cover thickness, which may lead to interflow between groundwater into confined aquifers and formation of unified structures of aerated and confined layers.

Keywords: *Altai, Maima River basin, minimum runoff, summer-autumn low water period*

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of the Research Program of IWEP SB RAS (№ FUFZ2021-0007).

For citation: Lubenets L.F., Moreido V.M., Chernykh D.V., Pershin D.K. (2025) Long-term dynamics of characteristics of summer-autumn low-water period and minimum runoff on the Maima River (Low mountains of Northern and Northeastern Altai). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 128–141. doi: 10.17223/25421379/37/9

Введение

Сезонные периоды с низкой водностью являются неотъемлемой частью гидрологического режима большинства рек [Smakhtin, 2001]. В России ежегодно повторяющуюся фазу водного режима реки, характеризующуюся малой водностью, длительным стоянием низкого уровня, называют меженью [ГОСТ 19179-73]. На реках с сезонным снежным покровом традиционно различают зимнюю и летнюю (летне-осеннюю) межень [Владимиров, 1976; Чеботарев, 1978].

За последние десятилетия в связи с климатическими изменениями водный режим рек претерпевает серьезные изменения. Несмотря на то, что при определении синхронности колебаний стоковых и метеорологических характеристик нередко возникают трудности [Джамалов и др., 2017], большинство исследователей считают, что межennyй сток является наиболее чувствительным к изменению внешних факторов. В результате потепления климата и, как следствие, увеличения суммарного испарения и снижения снегозапасов, в маловодные периоды сток рек может быть недостаточным для удовлетворения потребностей экономики: гидроэнергетики, сельского хозяйства и т.д. [Moore et al., 2007; van Vliet, Zwolsman, 2008; Болгов и др., 2014].

Судя по литературным данным, в настоящее время в различных регионах реки неоднозначно реагируют на изменение метеоусловий. Так, характерная тенденция современного водного режима, установленная для большинства рек европейской территории России, заключается в сокращении доли весеннего стока и увеличении доли стока маловодных периодов, что приводит к выравниванию годового гидрографа [Болгов и др., 2014; Георгиади и др., 2016; Сивохи и др., 2018]. В частности, на преобладающей части Европейской России происходит увеличение стока в период летне-осенней межени – наиболее значительное (40–100 %) на реках лесостепной и степной зон [Закономерности..., 2012].

Однако большинство исследователей считают, что сток в период летней межени в связи с потеплением

климата во многих регионах будет снижаться [Stumbaugh, Hamlet, 2016; Dang et al., 2017; Kreye et al. 2017; Kay et al., 2018]. На водосборах северной Швеции повышение температуры и увеличение общего количества осадков также ведут к тому, что сток в течение года становится более равномерным. Фиксируется более раннее начало и пик весеннего половодья. При этом половодье становится менее сильным из-за более короткой продолжительности и снижения пикового стока. Зимний сток увеличивается, однако летний несколько снижается [Teutschbein et al., 2015].

Наиболее очевидно тенденция снижения стока в летнюю межень проявляется для рек на юге Европы – на Пиренейском полуострове, в юго-западной Франции, на Балканах [Marx et al., 2018]. В Альпах на фоне незначительного снижения общего годового стока и увеличения расходов в зимние месяцы из-за более высоких температур и роста количества осадков, выпадающих в виде дождя, летом происходит снижение объемов стока [Etter et al., 2017]. На примере водосборов в Швейцарских Альпах смоделировано значительное уменьшение стока с июня по август в связи с прогнозируемым снижением снегозапасов на высотах более 1 500 м. Однако на более низких высотах, где снегозапасы оказывают меньшее влияние на летнюю межень, не ожидается больших изменений летнего стока [Jenicek et al., 2018].

Для территории США на основе данных по 671 речному бассейну выделено пять классов рек, различающихся по режиму стока и реакции на климатические изменения. Показано, что климатические изменения оказывают наиболее значительное влияние на режим рек в Кордильерах, где велика роль снегового питания. Здесь прогнозируется уменьшение стока летом и увеличение зимой [Brunner et al., 2020]. Так, на юге, в горах Сьерра-Невада в Калифорнии, сток в ряде рек летом может упасть до нуля, если снегозапасы уменьшатся примерно на 50% от исторических норм [Godsey et al., 2014]. В Кордильерах провинции Британская Колумбия в Канаде изменение климата по прогнозам также приведет к снижению водоотдачи с водосборов в летний период, особенно в конце лета [Beaulieu et al., 2012].

В меженный период входит интервал времени, когда наблюдаются наименьшие значения стока, то есть минимальный сток. Период наименьшего стока продолжительностью от 1 до 30 дней называется периодом минимального стока, когда реки питаются преимущественно подземными водами [Владимиров, 1970]. Поскольку значения минимального стока за летний и зимний сезоны являются генетически разнородными величинами, то они исследуются отдельно.

Цель данного исследования – выявление тенденций изменения характеристик летне-осенней межени и минимального стока за летний сезон на р. Майма (низкогорья Русского Алтая) в условиях современных климатических изменений.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1) оценка изменений гидроклиматической составляющей стока на основе данных по метеорологическим станциям Росгидромета, расположенным на территории Алтайского края и Республики Алтай;

2) выбор рек-аналогов, водосборы которых характеризуются с р. Майма географической близостью, схожестью условий формирования стока, а также достаточной продолжительностью наблюдений;

3) расчёт основных характеристик летне-осенней межени и минимального стока для оценки динамических тенденций на р. Майма и получения региональной оценки реакции стока малых рек на изменения климата.

Материалы и методы исследования

Для оценки наличия и величины тренда в рядах температуры воздуха и количества осадков были использованы данные наблюдений на 42 метеорологических станциях Росгидромета, расположенных на территории Алтайского края и Республики Алтай за период с 1950 по 2022 г. Часть данных для анализа с 1950 по 2014 г. была получена из архива ИВП РАН [Морейдо, Америкбаев, 2020]; данные за 2015–2022 гг. по отдельным станциям были получены из открытых источников в сети Интернет [<http://www.pogodaiklimat.ru/>, 2023]. Следует отметить, что за последние годы данные содержали существенные ошибки (например, срочные суммы осадков более 700 мм), что потребовало дополнительных усилий авторов по контролю их качества.

Выбор р. Майма в качестве объекта исследования обусловлен, в первую очередь, тем, что она целиком расположена в пределах низкогорий Алтая, где формируется значительная часть стока весеннего половодья, поступающего в верховья Оби [Галахов, Сябаев, 2016]. Майма является притоком второго порядка р. Обь и правобережным притоком первого порядка р. Катунь. Бассейн р. Майма имеет площадь 776,5 км²

и расположен в пределах Северной Алтайской (69,6 %) и Северо-Восточной Алтайской (30,4 %) физико-географических провинций Алтайской горной области. В бассейне преобладают чернево-таежные и подтаежные ландшафты. Незначительную площадь в пределах бассейна занимают лесостепные ландшафты [Черных, Самойлова, 2011; Лубенец, Черных, 2018] (рис. 1).

Кроме этого, бассейн р. Майма относительно неплохо обеспечен гидрометеорологической информацией. В бассейне имеется метеостанция, расположенная в с. Кызыл-Озек (наблюдения с 1940 г.), абсолютная высота 324 м, и гидрологический пост в с. Майма (наблюдения с 1939 г.), абсолютная высота нуля графика 251,98 м. Река Майма относится к категории рек со смешанным типом питания, так как доля ни одного из основных источников не превышает 50 %: грунтовое – 39, снеговое – 41, дождевое – 20. Норма годового стока в бассейне составляет 11,8 л/с×км², средний расход воды 9,2 м³/с, годовой слой стока 372 мм [Ресурсы..., 1969].

Для получения региональной оценки реакции стока малых рек на изменения климата были дополнительно выбраны аналоги р. Майма и оценены характеристики меженного стока по ним. Выбор аналогов производился по рекомендациям СП33-101-2003 «Определение основных гидрологических характеристик» с учетом сходных условий формирования стока и площади водосбора [Свод правил..., 2003]. Данные о использованных рядах приведены в таблице, схема расположения гидропостов и метеостанций – на рис. 2.

В качестве рек-аналогов были выбраны четыре реки, характеризующиеся, с одной стороны, обеспеченностью гидрометеорологической информацией, а с другой – имеющие близкие с р. Майма длину и площадь бассейна. Реки Локтевка и Белая, как и Майма, расположены на северном макросклоне Алтая и являются левыми притоками р. Чарыш. Локтевка преимущественно низкогорная река. Лишь самые низовья ее расположены на Предалтайской подгорной равнине. Большая часть бассейна р. Белой также располагается в низкогорьях.

Однако верховья реки находятся в среднегогорьях, на южном макросклоне Тигирецкого хребта. Река Аламбай в верхнем и среднем течении протекает по низкогорному Салаирскому кряжу, а в низовьях, при впадении в р. Чумыш, выходит на Предсалаирскую равнину. Наконец, Большая Речка – типичная равнинная река правобережья верхней Оби. Она берет начало на лесостепной Бийско-Чумышской возвышенности, затем дренирует древние обские террасы, занятые сосновыми борами, и впадает в р. Обь.

Учитывая небольшую площадь водосбора оцениваемых рек, было принято допущение о репрезентативности выбранных метеостанций для характеристики местных гидроклиматических условий.

Временной промежуток данных по рекам находится с 1987 по 2020 г. для рек Аламбай, Большая Речка, Локтевка и Белая; для р. Майма – с 1940 по 2020 г. В полученных данных существуют пропуски в 2001, 2007 и 2019 гг.

Использованные для исследования гидропосты и метеостанции

The weather stations and gauging stations used in the study

Код поста	Река – пост	Площадь водосбора, км ²	Дата открытия	Индекс метеостанции	Название метеостанции
10108	р. Майма – с. Майма	780	16.08.1939	36055	Кызыл-Озёк
10137	р. Белая – с. Бугришиха	1140	20.10.1960	36038	Змеиногорск
10139	р. Локтевка – с. Курья	1020	20.09.1959	36036	Краснощеково
10144	р. Большая Речка – пгт Троицкое	953	13.04.1960	29936	Троицкое
10188	р. Аламбай – с. Казанцево	1440	14.03.1955	29836	Заринск

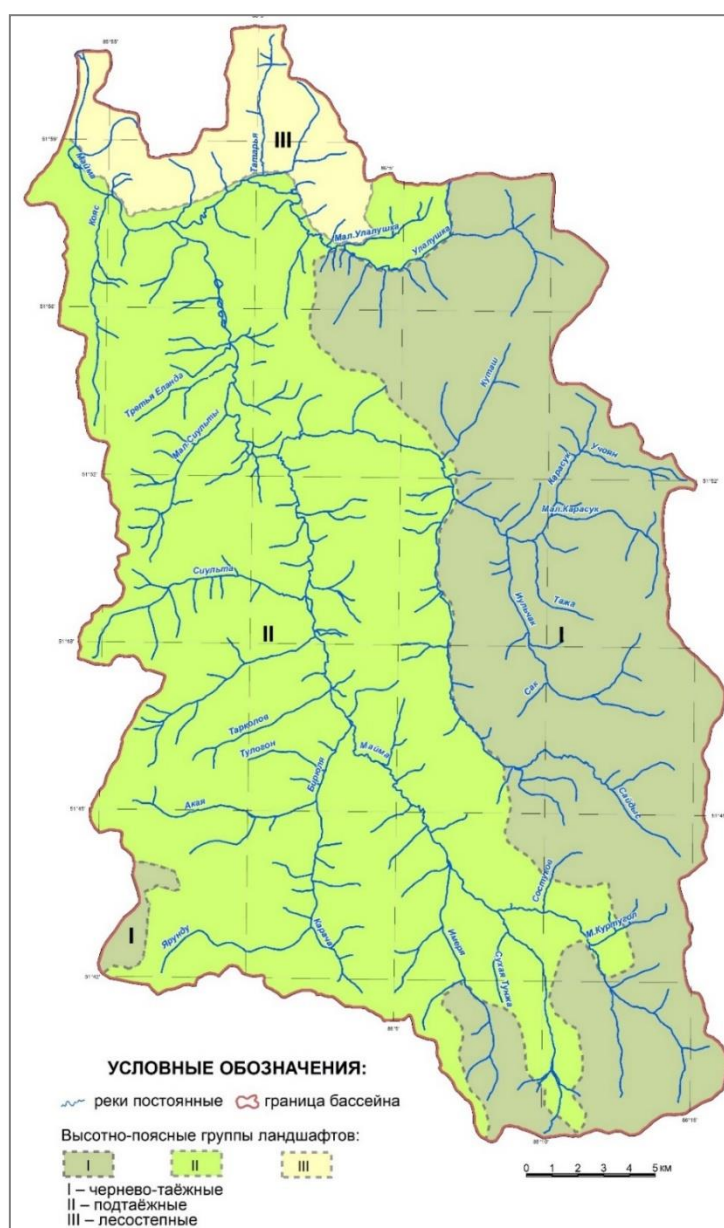


Рис. 1. Высотно-поясные группы ландшафтов в бассейне р. Майма

Fig. 1. Altitude zones of landscapes in the Maima River basin

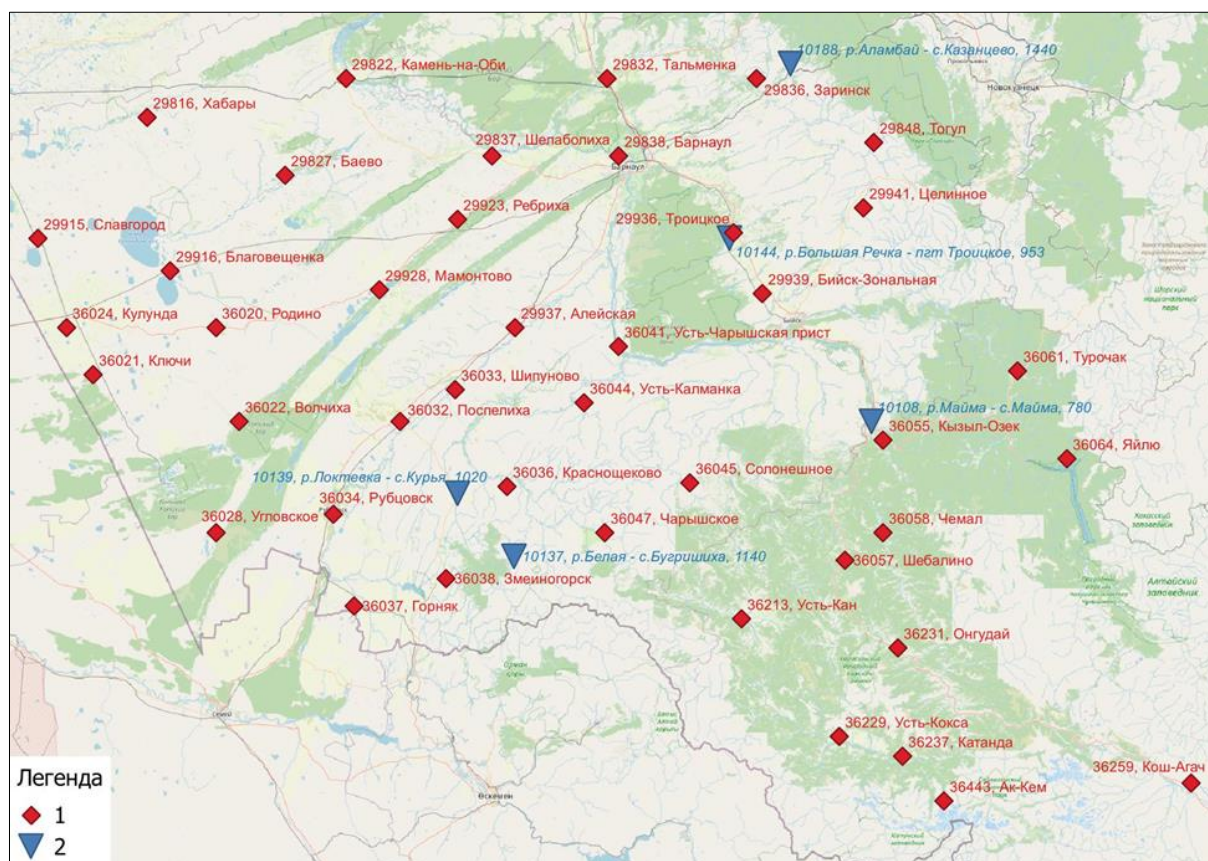


Рис. 2. Расположение использованных в исследовании метеостанций (1) и гидропостов (2)

Fig. 2. The location of weather stations (1) and river gauges (2) used in the study

На основе наблюдений на метеостанциях были оценены многолетние колебания средних по региону среднегодовых температур и сумм осадков. Для оценки наличия трендов в рядах были рассчитаны показатели Манна–Кендалла и Тейла–Сенна.

Для оценки изменений, происходящих в регионе с минимальным стоком рек, был применен метод автоматического графо-аналитического расчленения гидрографа, описанный в работах [Чижова и др., 2021; Rets и др., 2022], который, учитывая особенности каждой конкретной реки, отделяет подземную составляющую стока, весеннее половодье, дождевые и оттепельные паводки. С помощью этого метода по данным о речном стоке и атмосферных осадках на водосборе возможна оценка отдельно быстрой (склоновой) и медленной (грунтовой или базисной) составляющих речного стока в замыкающем створе. Метод реализован в виде программного пакета GrWat на языке R [GrWat, 2023].

Методика разделения быстрой и базисной составляющих стока основывается на концепции критических параметров изменения суточных расходов воды.

Сток воды принимается на 100% состоящим из базисного стока в i -й день, если удовлетворяется следующее условие [Чижова и др., 2021]:

$$\begin{cases} \left| \frac{Q_i - Q_{i+1}}{Q_i} \right| \times 100\% \leq grad \\ \left| \frac{Q_i - Q_{grlast}}{Q_i \cdot n} \right| \times 100\% \leq grad, \\ \left| \frac{Q_i - Q_{gr1}}{Q_{gr1}} \right| \times 100\% \leq kdQ_{gr1} \end{cases}$$

где Q_i – полный речной сток в i -й день; Q_{i+1} – полный речной сток в $(i+1)$ -й день; Q_{grlast} – полный речной сток в ближайший предыдущий день, в который, согласно данным условиям, сток на 100% состоял из базисного; Q_{gr1} – полный речной сток в первый в данном календарном году день, в который, согласно данным условиям, сток на 100% состоял из базисного; n – число дней между i -м днем и датой Q_{grlast} ; $grad$ – калибровочный параметр – критический градиент суточного изменения расхода воды, который отражает динамику разгрузки базисной компоненты, выраженный в процентах от расхода воды в i -й день (этот параметр может быть назначен отдельно для периода половодья и межени); kdQ_{gr1} – калибровочный пара-

метр – максимальное возможное превышение расхода воды базисной составляющей над ее величиной до начала половодья.

В период прохождения половодья для отделения подземного стока в алгоритме GrWat используется схема расчленения гидрографа, предложенная Б.И. Куделиным для подземных вод, гидравлически связанных с рекой [Куделин, 1960]. Во время прохождения максимального расхода воды подземное питание реки приравнивается нулю. В отечественной практике это принятая методика гидрогеологических расчетов для выделения подземного стока в период половодья или паводков.

Полученные с помощью программного пакета GrWat автоматизированные оценки параметров межженного стока рек включали следующие характеристики:

- объем грунтового стока, км³;
- объем грунтового стока летом, км³;
- средний расход грунтовых вод за водохозяйственный год, м³/с;
- минимальный 30-суточный расход за лето, м³/с;
- дата начала минимального 30-суточного расхода за лето;
- продолжительность летне-осенней межени, сут;
- год перелома характеристики по тесту Петтитта и величина значимости;
- тест Стьюдента различия средних по двум периодам, разделенным по году перелома;
- тест Манна–Кендалла на значимость тренда.

Результаты и обсуждение

Оценка изменений гидроклиматической составляющей стока (температура воздуха и атмосферные осадки). Ряд среднегодовых температур и в равнинной, и в горной частях Алтайского региона показывает наличие статистически значимого тренда (при $\alpha = 0,05$), при этом все тренды имеют положительный знак. Оценка осуществлялась отдельно для станций, расположенных в равнинной части региона (высота расположения станции – до 435 м Балтийской системы высот) и для горной части (выше 435 м Балтийской системы высот). Для равнинной части значение линейного тренда составило 0,28 °C / 10 лет, для горной – 0,29 °C / 10 лет.

Ряд среднегодовых сумм осадков показывает наличие статистически устойчивого тренда для равнинной части (6,2 мм / 10 лет при $\alpha = 0,05$); для горной части тренд составляет 5,8 мм / 10 лет, но является статистически не значимым. Статистически значимый тренд по осадкам наблюдается только на отдельных станциях в равнинной части, в основном на западе региона. Средняя величина тренда по осадкам на этих станциях – 14 мм/10 лет (рис. 3, 4).

В сезонном разрезе статистически значимые тренды выделяются только в холодный период года, причем также на метеостанциях, расположенных в равнинной части региона. Температура в холодный период года растет в среднем на 0,38 °C, а осадки – на 7 мм за десятилетие (рис. 5).

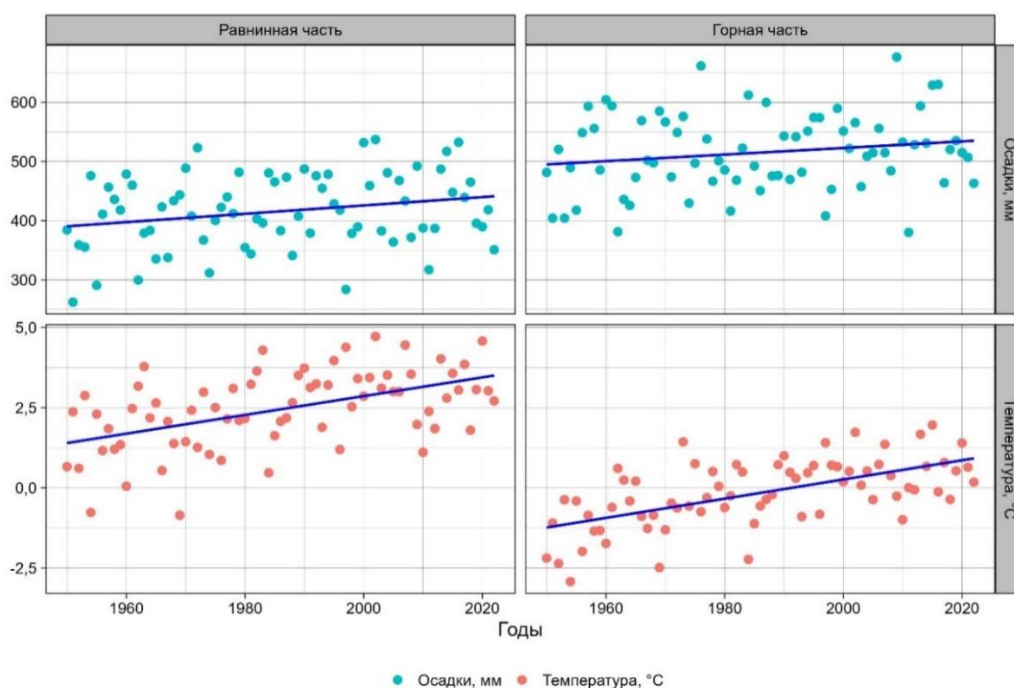


Рис. 3. Многолетние средние значения среднегодовой температуры и суммы осадков по высотным зонам. Синими линиями показаны линейные тренды

Fig. 3. The long-term average annual temperature and total annual precipitation of altitude zones. Blue lines show linear trends

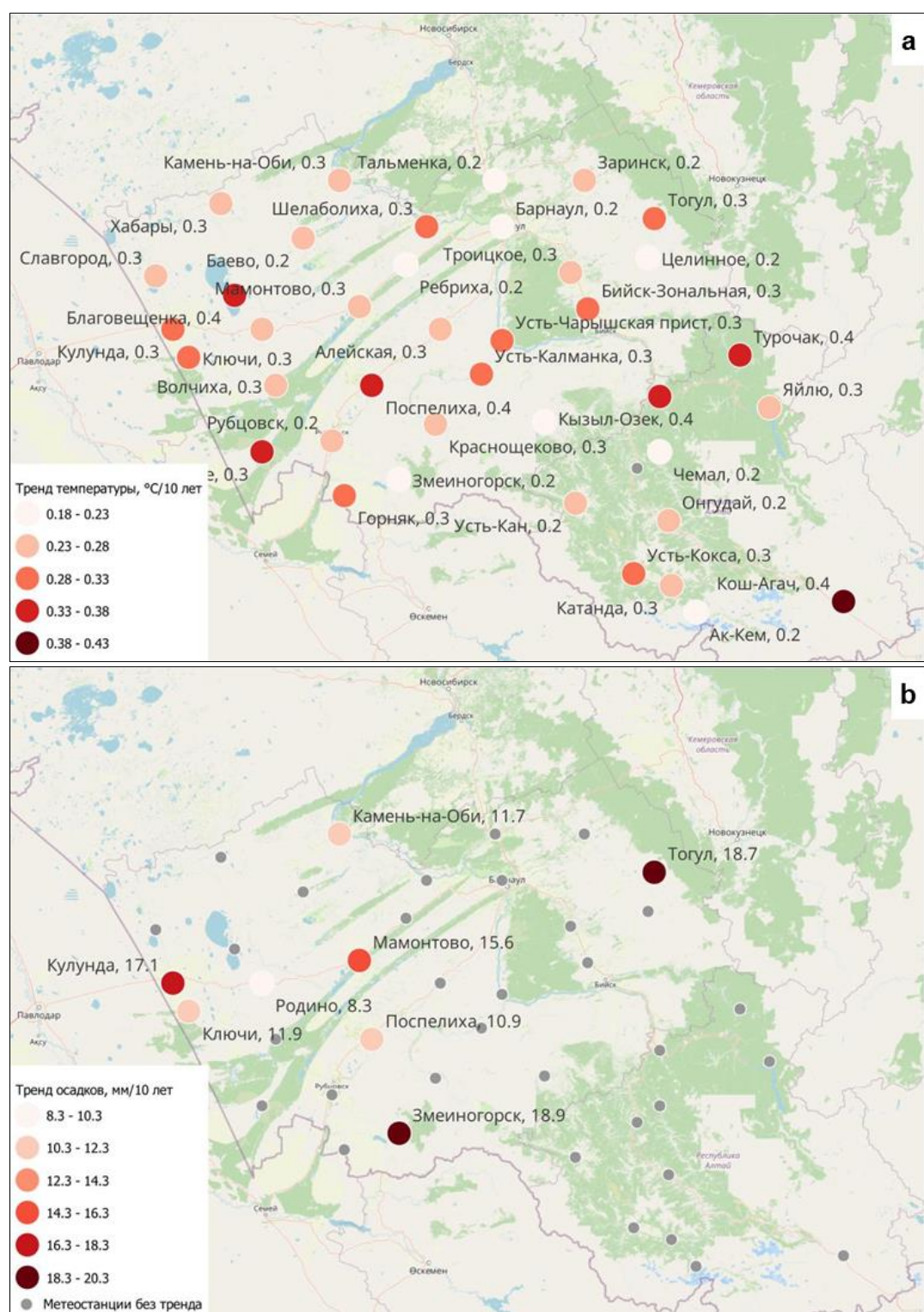


Рис. 4. Метеостанции, на которых обнаружен положительный тренд температуры (а) и осадков (б)

Fig. 4. The weather stations where a significant positive trend in temperature (a) and precipitation (b) was detected. Grey dots show stations with insignificant trends

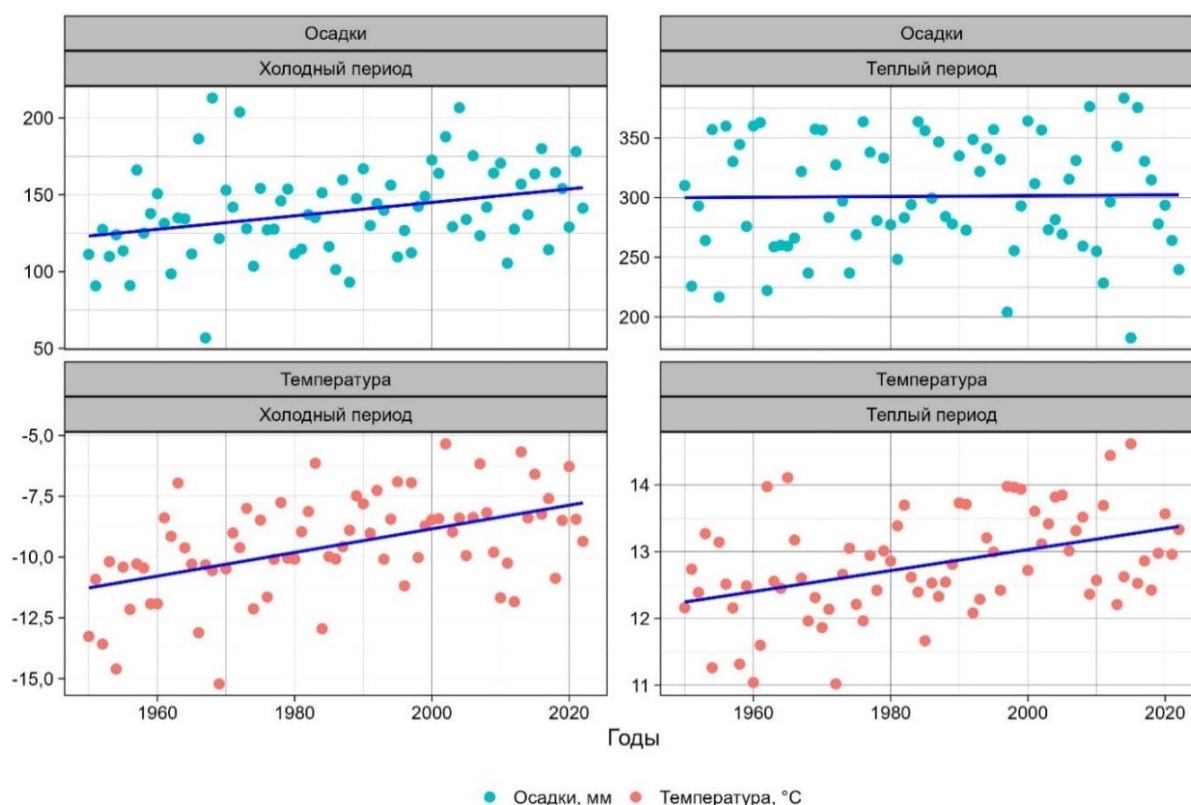


Рис. 5. Среднемноголетние температуры воздуха и суммы осадков по периодам года

Fig. 5. Long-term average air temperatures (upper row) and total precipitation (lower row) of the cold (left column) and warm (right column) periods

Поиск точек перегиба с помощью теста Петтита показал, что для равнинной части изменения в средней годовой температуре начали происходить в 1980 г., в сумме годовых осадков – в 1983 г. Для горной части водосбора эти показатели несколько отложены во времени: изменения в температуре здесь начинаются с 1988 г., в осадках – с 1993 г.

Общая тенденция, проявляющаяся для региона, – увеличение температуры воздуха и суммы осадков. Однако проявления этих увеличений различны. Температура растет во все сезоны года, как на равнинах, так и в горах. Обнаруженные тренды в осадках не позволяют судить о существенном увеличении их в теплый период года, тогда как изменения происходят за счет выпадения большего количества твердых осадков.

Многолетняя динамика сроков летней межени и оценка параметров минимального стока. Анализ характеристик меженного стока рек позволяет сделать следующие выводы об их изменении за анализируемый период. В объеме грунтового стока за весь год на всех реках наблюдается положительный тренд (рис. 6), однако статистически он не значим ни на

одной реке. В объеме грунтового стока летне-осенней межени также наблюдается положительный тренд, в этом случае – статистически значимый на всех из рассматриваемых рек. Начало тренда, определяемое по году перелома, для всех рек приходится на 2000-е гг.

Величина среднего годового расхода грунтовых вод за водохозяйственный год, т.е. так называемого базисного стока, определяемая как часть речного стока, которая дренируется из подземных горизонтов бассейна и других источников с отложенным добеганием [Чижова и др., 2021], также имеет положительный тренд с переломом в 2000-е гг. Характерно, что для р. Маймы год перелома совпадает с организацией на реке каскада русловых прудов.

Дата начала минимального 30-суточного расхода за лето, которая характеризует период истощения запасов базисного стока, имеет разнонаправленную тенденцию на реках региона. Для рек Маймы и Белая наблюдается смещение сроков в сторону увеличения (с начала на конец августа), тогда как на остальных реках тренд обратный. Это может свидетельствовать об увеличении грунтового питания в летний период.

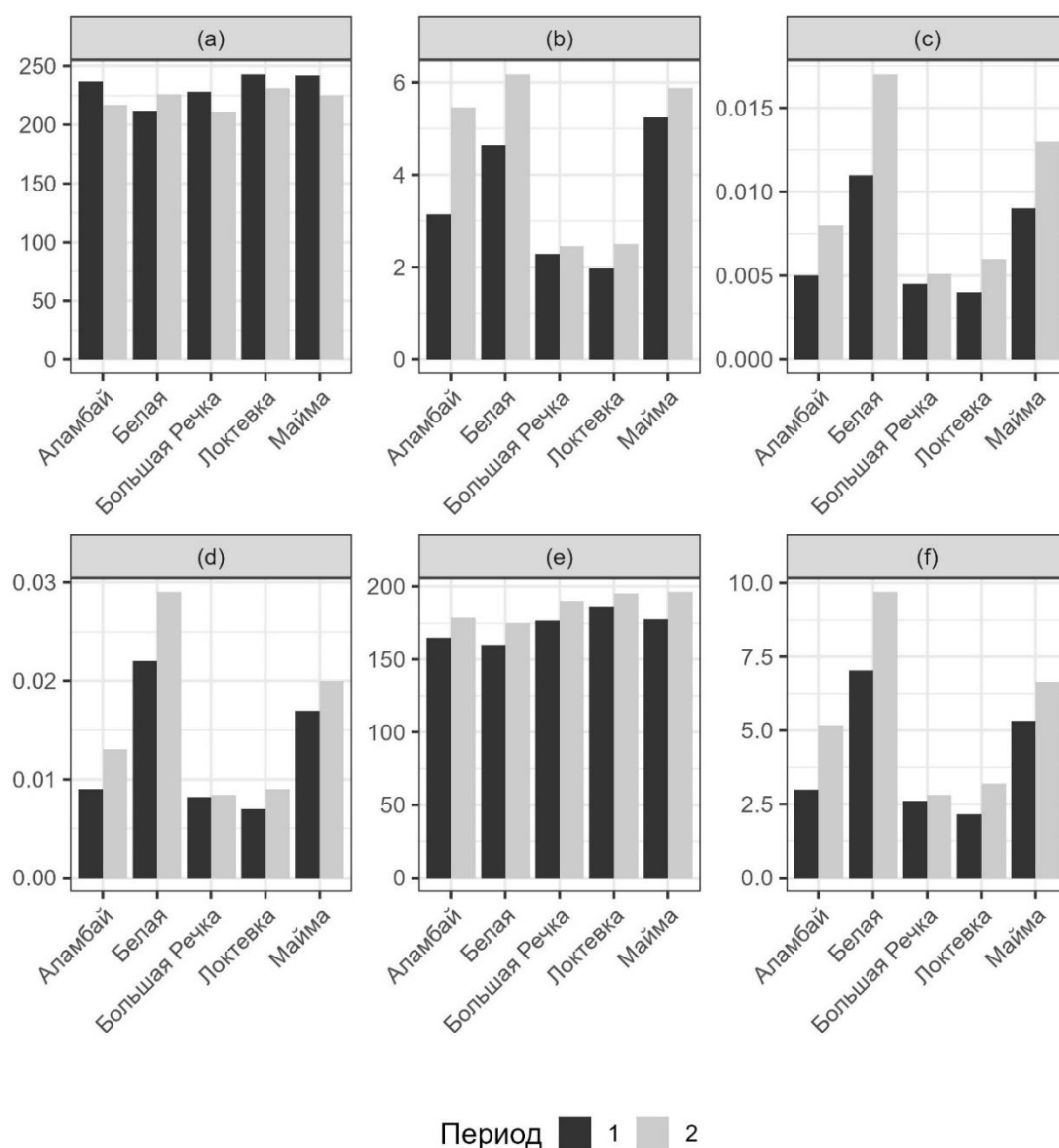


Рис. 6. Дата начала минимального 30-суточного расхода за лето (номер дня в году) (a); Минимальный 30-суточный расход за лето, $\text{м}^3/\text{с}$ (b); объем грунтового стока летом, км^3 (c); объем грунтового стока, км^3 (d); продолжительность летне-осенней межени, дней (e); средний расход грунтовых вод за водохозяйственный год, $\text{м}^3/\text{с}$ (f)

Fig. 6. Commencement date of the summer minimum 30-day runoff (day number in the year) (a); summer minimum 30-day runoff, m^3/s (b); volume of groundwater summer runoff, km^3 (c); volume of groundwater annual runoff, km^3 (d); duration of summer-autumn low-flow period, days (e); average groundwater runoff for a water management year, m^3/s (f)

Величина минимального 30-суточного расхода воды также увеличивается на всех рассматриваемых реках, наряду с увеличением среднего расхода грунтовых вод за водохозяйственный год. Для р. Аламбай увеличение минимального 30-суточного расхода воды за лето составило 74 %, среднего расхода воды за водохозяйственный год – 73 %. Это сказалось и на объеме грунтового стока летнего периода, который

увеличился на Аламбае на 60 %. Этот показатель увеличился на 55 % и на Большой Речке. Отмечаемые изменения в межennom стоке произошли, вероятно, по причине регулирования стока русловыми прудами, которые находятся выше гидрометрических постов.

Наконец, продолжительность летне-осенней межени увеличивается для всех рек на величину до

14 сут, но только для рр. Майма, Большая Речка и Беля этот тренд статистически значимый.

Полученные оценки изменений минимального стока на первый взгляд не согласуются с оценками изменений суммы атмосферных осадков в регионе. Минимальный сток растет на всех исследуемых реках начиная с 2000-х гг., с запаздыванием до 15–20 лет по сравнению со статистически значимыми изменениями сумм осадков. При этом растут в основном зимние осадки, что должно непосредственно отражаться на стоке весеннего половодья. В этот период подпитка подземных водоносных горизонтов увеличивается синхронно с увеличением снегового питания рек во время снеготаяния. По мнению авторов, причина такой несогласованности кроется в запаздывании процессов подпитки и разгрузки грунтовых вод и более глубоких водоносных горизонтов в русловую сеть по сравнению с изменениями годовых сумм осадков.

Для большинства регионов мира нельзя однозначно предсказать реакцию подземных вод на изменения климата [Green et al., 2007]. Тем не менее во многих бассейнах существуют механизмы задержания стока, которые приводят к замедленной гидрологической реакции на осадки. Причем эта задержка определяется условиями на водосборе [Лебедева, Макарьева, 2020]. Наиболее часто подобные случаи отмечены в районах распространения многолетнемерзлых пород. Например, в Якутии в бассейнах притоков Лены причиной неоднозначной реакции базисного стока на изменения количества атмосферных осадков является динамика подземного (подмерзлотного) стока, обусловленная меняющимися геокриологическими условиями на участках питания подземных вод [Сергеев и др., 2009]. Также на материалах по Якутии отмечается, что малые реки имеют более замедленную реакцию стока на осадки по сравнению с более крупными реками региона [Лебедева, Макарьева, 2020].

В европейской части России перестройка структуры водного баланса в результате изменений климата также происходит не сразу. За счет эффекта запаздывания на юге лесной и в лесостепной зонах время реакции речного стока на многолетние изменения климата составляет в среднем 6–8 лет [Ясинский, 2009].

Будущие проекции реакций стока крупных речных систем Арктики на изменения климата с помощью моделей формирования речного стока также подтверждают наличие запаздывания между пиковыми значениями ожидаемых изменений сумм осадков в Северном Полушарии и повышением речного стока [Gelfan et al., 2017]. Так, оценка будущих изменений стока рек Лена и Маккензи показала наличие

запаздывания в 10–20 лет между началом максимумом годовых осадков и максимальными значениями речного стока за многолетний период до конца XX в. При этом по сценарию эмиссии парниковых газов и адаптационных мер RCP2.6 в бассейне Маккензи ожидается возрастание значений годового стока с последующим уменьшением, тогда как в бассейне Лены водность стабилизируется до 2100 г.

Как показали исследования на юге провинции Манитоба (Канада), в районах с распространением карбонатных пород подземные воды тоже неоднозначно реагируют на изменение режима осадков. Из-за пространственных различий в проницаемости карбонатных пород в разных скважинах фиксируются противоположные тренды, характеризующие изменение запасов подземных вод [Chen et al., 2002]. В бассейне р. Майма, где карбонатные породы представлены достаточно широко, подобную ситуацию также нельзя исключать.

Одной из причин запаздывания реакции минимального стока на осадки может быть невыдержанность мощности и состава четвертичных отложений, что имеет место как в пределах бассейна р. Майма, так и в ряде бассейнов аналогов. Вследствие этого часть грунтовых вод может перетекать в отложения придолинных шлейфов и конусов выноса [Михайлов, 1982]. Состав отложений этих форм рельефа по мере движения от их вершин к периферии меняется с песчано-галечникового на песчано-гравелистый, а затем на суглинисто-глинистый. Последние создают подпор грунтовых вод. Воды, залегающие в галечниках или песках под суглинисто-глинистыми отложениями, приобретают напорность. В результате со временем могут образовываться единые водоносные комплексы грунтовых и напорных вод.

Полученные данные позволяют сделать вывод о необходимости расширения анализа на все гидрометрические посты в бассейне Верхней Оби для получения более надежной оценки и полной картины.

Заключение

Оценка изменений гидроклиматической составляющей стока на основе данных по метеорологическим станциям Росгидромета, расположенным на территории Алтайского края и Республики Алтай, показала наличие тенденции к увеличению температуры воздуха и суммы осадков. Температура растет во все сезоны года, как на равнинах, так и в горах. Обнаруженные тренды в осадках не позволяют судить о существенном увеличении их в теплый период года, тогда как изменения происходят за счет выпадения большего количества твердых осадков.

В объеме грунтового стока за весь год на р. Майма и реках-аналогах наблюдается положительный тренд, однако статистически он не значим ни на одной реке. В объеме грунтового стока летне-осенней межени также наблюдается положительный тренд, в этом случае – статистически значимый на всех из рассматриваемых рек.

Величина среднего годового расхода грунтовых вод за водохозяйственный год, т.е. так называемого базисного стока, также имеет положительный тренд с переломом в 2000-е гг. Продолжительность летне-осенней межени увеличивается для всех рек на величину до 14 суток.

Вероятной причиной отложенной на 15–20 лет реакции минимального стока на возрастание количества осадков является запаздывание процессов подпитки и разгрузки грунтовых вод и более глубоких водоносных горизонтов в русловую сеть.

Это, в свою очередь, может быть следствием распространения карбонатных пород, а также невыдержанности мощности и состава четвертичных отложений, что ведет к перетеканию грунтовых вод в напорные и образованию единых водоносных комплексов грунтовых и напорных вод.

Список источников

- Болгов М.В., Коробкина Е.А., Трубецкова М.Д., Филимонова М.К., Филиппова И.А.** Современные изменения минимального стока на реках бассейна р. Волга // Метеорология и гидрология. 2014. № 3. С. 75–85.
- Владимиров А.М.** Минимальный сток рек СССР. Л. : Гидрометеиздат, 1970. 214 с.
- Владимиров А.М.** Сток рек в маловодный период года. Л. : Гидрометеиздат, 1976. 295 с.
- Галахов В.П., Сюбаев А.А.** Расчет объема стока первой волны половодья Оби у Барнаула. Барнаул, 2016. 122 с.
- Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Кашутин Е.А., Барабанова Е.А.** Природно-климатические и антропогенные изменения стока Волги и Дона // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. № 2. С. 55–78.
- ГОСТ 19179-73.** Гидрология суши. Термины и определения. Утверждены Постановлением Государственного комитета стандартов Совета Министров СССР от 29 октября 1973 г. № 2394.
- Джамалов Р.Г., Сафронова Т.И., Телегина Е.А.** Внутригодовое распределение стока рек с оценкой роли зимней межени // Водные ресурсы. 2017. Т. 44, № 6. С. 603–611.
- Закономерности гидрологических процессов** / под ред. Н.И. Алексеевского. М. : ГЕОС, 2012. 736 с.
- Куделин Б.И.** Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М. : Изд-во Московского университета, 1960. 343 с.
- Лебедева Л.С., Макарьева О.М.** Факторы пространственной изменчивости речного стока в Центральной Якутии // Известия РАН. Серия географическая. 2020. Т. 84, № 5. С. 776–785.
- Лубенец Л.Ф., Черных Д.В.** Ландшафтное картографирование бассейна р. Майма (Русский Алтай) // Геодезия и картография. 2018. Т. 79, № 11. С. 15–24. doi: 10.22389/0016-7126-2018-941-11-15-24
- Михайлов Л.Е.** Грунтовые воды. Л. : Изд-во ЛПИ, 1982. 40 с.
- Морейдо В.М., Амербаев А.Н.** База данных для регионального гидрологического моделирования на территории Российской Федерации. Номер регистрации (свидетельства): 2020622193. Дата регистрации: 09.11.2020.
- Ресурсы поверхностных вод СССР:** Гидрологическая изученность. Т. 15: Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1: Горный Алтай и Верхний Иртыш. Л. : Гидрометеорологическое изд-во, 1969. 216 с.
- Свод правил СП 33-101-2003** Определение основных расчетных гидрологических характеристик. Одобрен для применения в качестве нормативного документа постановлением Госстроя России № 218 от 26 декабря 2003 г.
- Сергеев Д.О., Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Булдович С.Н., Типенко Г.С., Йошикава К., Романовский В.** Влияние динамики климата и геоэкологических условий на режим регионального стока и наледообразования горных водосборов бассейна реки Лены // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII, № 3. С. 29–35.
- Сивохин Ж.Т., Павлейчик В.М., Чибилев А.А., Падалко Ю.А.** Современные изменения водного режима рек бассейна р. Урал // Вопросы географии. 2018. Сб. 145: Гидрологические изменения. С. 298–313.
- Чеботарев А.И.** Гидрологический словарь. Л. : Гидрометиздат, 1978. 308 с.
- Черных Д.В., Самойлова Г.С.** Ландшафты Алтая (Алтайский край и Республика Алтай). Новосибирск : ФГУП Новосибирская картографическая фабрика, 2011.
- Чижова Ю.Н., Рец Е.П., Тебенькова Н.А., Козачек А.В., Верес А.Н., Екайкин А.А., Горбаренко А.В., Варенцова Н.А., Киреева М.Б., Фролова Н.Л., Еремина И.Д.** Двухкомпонентное расчленение гидрографа реки Протвы // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2021. № 6. С. 62–76.
- Ясинский С.В.** Формирование гидрологического режима водосборов малых равнинных рек : автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 2009. 51 с.
- Beaulieu M., Schreier H., Jost G.** A shifting hydrological regime: A field investigation of snowmelt runoff processes and their connection to summer base flow, Sunshine Coast, British Columbia // Hydrological Processes. 2012. V. 26 (17). P. 2672–2682. doi: 10.1002/hyp.9404
- Brunner M.I., Melsen L.A., Newman A.J., Wood A.W., Clark M.P.** Future streamflow regime changes in the United States: assessment using functional classification // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2020. V. 24. P. 3951–3966. doi: 10.5194/hess-24-3951-2020
- Chen Z., Grasby S.E., Osadetz K.G.** Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model // Journal of Hydrology. 2002. V. 260 (1–4). P. 102–117.
- Dang Q.T., Laux P., Kunstmann H.** Future high-and low-flow estimations for Central Vietnam: a hydro-meteorological modelling chain approach // Hydrol. Sci. J. 2017. V. 62 (11). P. 1867–1889.
- Etter S., Addor N., Huss M., Finger, D.** Climate change impacts on future snow, ice and rain runoff in a Swiss mountain catchment using multi-dataset calibration // Journal of Hydrology: Regional Studies. 2017. V. 13. P. 222–239. doi: 10.1016/j.ejrh.2017.08.005

- Gelfan A., Gustafsson D., Motovilov Y., Arheimer B., Kalugin A., Krylenko I. and Lavrenov A.** Climate change impact on the water regime of two great Arctic rivers: modeling and uncertainty issues // *Clim. Change*. 2017. № 141 (3). P. 499–515. doi: 10.1007/s10584-016-1710-5
- Godsey S.E., Kirchner J.W., Tague C.L.** Effects of changes in winter snowpacks on summer low flows: Case studies in the Sierra-Nevada, California, USA // *Hydrological Processes*. 2014. V. 28 (19). P. 5048–506. doi: 10.1002/hyp.9943
- Green T.R., Bates B.C., Charles S.P., Fleming P.M.** Physically based simulation of potential effects of carbon dioxide-altered climates on groundwater recharge // *Vadose Zone J.* 2007. V. 6 (3). P. 597–609.
- GrWat** [Электронный ресурс] / Samsonov T.E.
- Jenicek M., Seibert J., Staudinger M.** Modeling of future changes in seasonal snowpack and impacts on summer low flows in alpine catchments // *Water Resour. Res.* 2018. V. 54. P. 538–556. doi: 10.1002/2017WR021648
- Kay A.L., Bell V.A., Guillod B.P., Jones R.G., Rudd A.C.** National-scale analysis of low flow frequency: historical trends and potential future changes // *Clim Change*. 2018. V. 147 (3–4). P. 585–599.
- Kreye P., Woerner V., Gelleszun M., Meon G.** Model based projection of changes in low flow situations due to climate change in the federal state of Lower Saxony // *Hydrol Wasserbewirts.* 2017. V. 61 (4). P. 217–231.
- Marx A., Kumar R., Thober S., Rakovec O., Wanders N., Zink M., Wood E.F., Pan M., Sheffield J., Samaniego L.** Climate change alters low flows in Europe under global warming of 1.5, 2, and 3 °C // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2018. V. 22. P. 1017–1032. doi: 10.5194/hess-22-1017-2018
- Moore R.D., Allen D.M., Stahl K.** Climate change and low flows: influences of groundwater and glaciers. Final Report to Climate Change Action Fund, Project A875. 2007. 201 p.
- Rets E.P., Kireeva M.B., Samsonov T.E., Ezerova N.N., Gorbarenko A. V., Frolova N.L.** Algorithm grwat for Automated Hydrograph Separation by B.I. Kudelin's Method: Problems and Perspectives // *Water Resources*. 2022. V. 49, № 1. P. 23–37. doi: 10.1134/S0097807822010146
- Smakhtin V.U.** Low flow hydrology: a review // *Journal of Hydrology*. 2001. V. 240. P. 147–186.
- Stumbaugh M., Hamlet A.F.** Effects of climate change on extreme low-flows in small lowland tributaries in the Skagit River Basin // *Northwest Sci.* 2016. V. 90 (1). P. 44–56.
- Teutschbein C., Grabs T., Karlsen R.H., Laudon H., Bishop, K.** Hydrological response to changing climate conditions: Spatial streamflow variability in the boreal region // *Water Resources Research*. 2015. V. 51. P. 9425–9446. doi: 10.1002/2015WR017337
- Van Vliet M.T.H., Zwolsman J.J.G.** Impact of summer droughts on the water quality of the Meuse river // *Journal of Hydrology*. 2008. V. 353. P. 1–17.
- URL:** <http://www.pogodaiklimat.ru>

References

- Bolgov M.V., Korobkina E.A., Trubetskova M.D., Filimonova M.K., Filippova I.A. *Sovremennye izmeneniya minimal'nogo stoka na rekakh basseyna r. Volga* [Modern changes in the minimum flow on the rivers of the river basin] // *Meteorologiya i gidrologiya* [Meteorology and hydrology]. 2014. No. 3. pp. 75–85. In Russian
- Vladimirov A.M. *Minimal'nyy stok rek SSSR* [River flow during low-water periods of the year]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1970. 214 p. In Russian
- Vladimirov A.M. *Ctok rek v malovodnyy period goda* [River flow during the low water season]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976. 295 p.
- Galakhov V.P., Syubaev A.A. *Raschet ob'ema stoka pervoy volny polovod'ya Obi u Barnaula* [Calculation of the runoff volume of the first wave of the Ob flood near Barnaul.] Barnaul, 2016. 122 p. In Russian
- Georgiadi A.G., Koronkevich N.I., Kashutina E.A., Barabanova E.A. *Prirodno-klimaticheskie i antropogennye izmeneniya stoka Volgi i Dona* [Natural-climatic and anthropogenic changes in the flow of the Volga and Don] // *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. 2016. No. 2. pp. 55–78. In Russian
- GOST 19179-73. *Gidrologiya sush. Terminy i opredeleniya. Uтверждены Постановлением Государственного комитета стандартов Совета Министров СССР от 29 октябрия 1973 г.* [GOST 19179-73. Hydrology of land. Terms and Definitions. Approved by Resolution of the State Committee of Standards of the Council of Ministers of the USSR dated October 29, 1973 N 2394]. N 2394. In Russian
- Dzhamalov R.G., Safronova T.I., Telegina E.A. *Vnutrigodovoe raspredelenie stoka rek s otsenkoy roli zimney mezheni* [Intra-annual distribution of river flow with assessment of the role of winter low water] // *Vodnye resursy* [Water resources]. 2017. V. 44, No. 6. pp. 603–611. In Russian
- Zakonomernosti gidrologicheskikh protsessov* [Patterns of hydrological processes] / pod red. N.I. Alekseevskogo. Moscow: GEOS, 2012. 736 p. In Russian
- Kudelin B.I. *Printsipy regional'noy otsenki estestvennykh resursov podzemnykh vod* [Principles for regional assessment of natural groundwater resources] Moscow: Izd-vo Moskovskogo universiteta, 1960. 343 p. In Russian
- Lebedeva L.S., Makar'eva O.M. *Faktory prostranstvennoy izmenchivosti rechnogo stoka v Tsentral'noy Yakutii* [Factors of spatial variability of river flow in Central Yakutia] // *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. 2020. V. 84, No. 5. pp. 776–785. In Russian
- Lubenets L.F., Chernykh D.V. *Landshaftnoe kartografirovaniye basseyna r. Mayma (Russkiy Altay)* [Landscape mapping of the river basin Maima (Russian Altai)] // *Geodeziya i kartografiya* [Geodesy and cartography]. 2018. V. 79, No. 11. pp. 15–24. doi: 10.22389/0016-7126-2018-941-11-15-24
- Mikhaylov L.E. *Gruntovye vody* [Publishing house]. Leningrad: Izd-vo LPI. 1982. 40 p. In Russian
- Moreydo V.M., Amerbaev A.N. *Baza dannykh dlya regional'nogo gidrologicheskogo modelirovaniya na territorii Rossiyskoy Federatsii. Nomer registratsii (svidetel'stvo): 2020622193. Data registratsii: 09.11.2020.* [Database for regional hydrological modeling on the territory of the Russian Federation. Registration number (certificate): 2020622193. Registration date: 11/09/2020] In Russian
- Resursy poverkhnostnykh vod SSSR: Gidrologicheskaya izuchennost'. T. 15: Altay i Zapadnaya Sibir'. Vyp. 1: Gornyy Altay i Verkhniy Irtysh* [Surface water resources of the USSR: Hydrological knowledge. V. 15: Altai and Western Siberia. V. 1: Mountain Altai and Upper Irtysh.]. Leningrad: Gidrometeorologicheskoe izd-vo, 1969. 216 p. In Russian

Svod pravil SP 33-101-2003 *Opređenje osnovnykh raschetnykh gidrologicheskikh kharakteristik. Odobren dlya primeneniya v kachestve normativnogo dokumenta postanovleniem Gosstroya Rossii N 218 ot 26 dekabrya 2003 g* [Code of Practice SP 33-101-2003 Determination of basic design hydrological characteristics. Approved for use as a regulatory document by Decree of the State Construction Committee of Russia No. 218 of December 26, 2003.]. In Russian

Sergeev D.O., Romanovskiy N.N., Gavrilov A.V., Buldovich S.N., Tipenko G.S., Yoshikava K., Romanovskiy V. *Vliyanie dinamiki klimata i geokriologicheskikh usloviy na rezhim regional'nogo stoka i naledeobrazovaniya gornyykh vodosborov basseyna reki Leny* [Influence of climate dynamics and geocryological conditions on the regime of regional runoff and ice formation of mountain watersheds of the Lena River basin] // *Kriosfera Zemli*. 2009. V. XIII, No. 3. pp. 29–35. In Russian

Sivokhip Zh.T., Pavleychik V.M., Chibilev A.A., Padalko Yu.A. *Sovremennye izmeneniya vodnogo rezhima rek basseyna r. Ural* [Modern changes in the water regime of rivers in the river basin. Ural] // *Voprosy geografii*. 2018. Sb. 145: Gidrologicheskie izmeneniya. pp. 298–313. In Russian

Chebotaev A.I. *Gidrologicheskiy slovar'* [Hydrological Dictionary]. Leningrad: Gidrometizdat, 1978. 308 p. In Russian

Chernykh D.V., Samoylova G.S. *Landshafty Altaya (Altayskiy kray i Respublika Altay)* [Landscapes of Altai (Altai Territory and Altai Republic)]. Novosibirsk: FGUP Novosibirskaya kartograficheskaya fabrika, 2011. In Russian

Chizhova Yu.N., Rets E.P., Teben'kova N.A., Kozachek A.V., Veres A.N., Ekaykin A.A., Gorbarenko A.V., Varentsova N.A., Kireeva M.B., Frolova N.L., Eremina I.D. *Dvukhkomponentnoe raschlenenie gidrografa reki Protvy* [Two-component division of the hydrograph of the Protva River] // *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2021. No. 6. pp. 62–76. In Russian

Yasinskiy S.V. *Formirovaniye gidrologicheskogo rezhima vodosborov malykh ravninnykh rek* [Formation of the hydrological regime of catchment areas of small lowland rivers] // *Avtoref. dis. dokt. geogr. nauk. Moscow*, 2009. 51 p. In Russian

Beaulieu M., Schreier H., Jost, G. A shifting hydrological regime: A field investigation of snowmelt runoff processes and their connection to summer base flow, Sunshine Coast, British Columbia // *Hydrological Processes*. 2012. V. 26 (17). pp. 2672–2682. doi: 10.1002/hyp.9404

Brunner M.I., Melsen L.A., Newman A.J., Wood A.W., Clark M.P. Future streamflow regime changes in the United States: assessment using functional classification // *Hydrol. Earth Syst. Sci*. 2020. V. 24. pp. 3951–3966. doi: 10.5194/hess-24-3951-2020

Chen Z., Grasby S.E., Osadetz K.G. Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model // *Journal of Hydrology*. 2002. V. 260 (1–4). pp. 102–117.

Dang Q.T., Laux P., Kunstmann H. Future high- and low-flow estimations for Central Vietnam: a hydro-meteorological modelling chain approach // *Hydrol Sci J*. 2017. V. 62 (11). pp. 1867–1889.

Etter S., Addor N., Huss M., Finger, D. Climate change impacts on future snow, ice and rain runoff in a Swiss mountain catchment using multi-dataset calibration // *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 2017. V. 13. pp. 222–239. doi: 10.1016/j.ejrh.2017.08.005

Gelfan A., Gustafsson D., Motovilov Y., Arheimer B., Kalugin A., Krylenko I. and Lavrenov A. Climate change impact on the water regime of two great Arctic rivers: modeling and uncertainty issues // *Clim. Change*. 2017. 141 (3). pp. 499–515. doi: 10.1007/s10584-016-1710-5

Godsey S.E., Kirchner J.W., Tague C.L. Effects of changes in winter snowpacks on summer low flows: Case studies in the Sierra-Nevada, California, USA // *Hydrological Processes*. 2014. V. 28 (19). pp. 5048–506. doi: 10.1002/hyp.9943

Green T.R., Bates B.C., Charles S.P., Fleming P.M. Physically based simulation of potential effects of carbon dioxide-altered climates on groundwater recharge // *Vadose Zone J*. 2007. V. 6 (3). pp. 597–609.

GrWat [Электронный ресурс] / Samsonov T.E.

Jenicek M., Seibert J., Staudinger M. Modeling of future changes in seasonal snowpack and impacts on summer low flows in alpine catchments // *Water Resour. Res*. 2018. V. 54. pp. 538–556. doi: 10.1002/2017WR021648

Kay A.L., Bell V.A., Guillod B.P., Jones R.G., Rudd A.C. National-scale analysis of low flow frequency: historical trends and potential future changes // *Clim Change*. 2018. V. 147 (3–4). pp. 585–599.

Kreye P., Woerner V., Gelleszun M., Meon G. Model based projection of changes in low flow situations due to climate change in the federal state of Lower Saxony // *Hydrol Wasserbewirts*. 2017. V. 61 (4). pp. 217–231.

Marx A., Kumar R., Thober S., Rakovec O., Wanders N., Zink M., Wood E.F., Pan M., Sheffield J., Samaniego L. Climate change alters low flows in Europe under global warming of 1.5, 2, and 3 °C // *Hydrol. Earth Syst. Sci*. 2018. V. 22. pp. 1017–1032. doi: 10.5194/hess-22-1017-2018

Moore R.D., Allen D.M., Stahl K. Climate change and low flows: influences of groundwater and glaciers. Final Report to Climate Change Action Fund, Project A875. 2007. 201 p.

Rets E.P., Kireeva M.B., Samsonov T.E., Ezerova N.N., Gorbarenko A. V., Frolova N.L. Algorithm grwat for Automated Hydrograph Separation by B.I. Kudelin's Method: Problems and Perspectives // *Water Resources*. 2022. V. 49, No. 1. pp. 23–37. doi: 10.1134/S0097807822010146

Smakhtin V.U. Low flow hydrology: a review // *Journal of Hydrology*. 2001. V. 240. pp. 147–186.

Stumbaugh M., Hamlet A.F. Effects of climate change on extreme low-flows in small lowland tributaries in the Skagit River Basin // *Northwest Sci*. 2016. V. 90 (1). pp. 44–56.

Teutschbein C., Grabs T., Karlsen R.H., Laudon H., Bishop, K. Hydrological response to changing climate conditions: Spatial streamflow variability in the boreal region // *Water Resources Research*. 2015. V. 51. pp. 9425–9446. doi: 10.1002/2015WR017337

Van Vliet M.T.H., Zwolsman J.J.G. Impact of summer droughts on the water quality of the Meuse river // *Journal of Hydrology*. 2008. V. 353. pp. 1–17.

<http://www.pogodaiklimat.ru/>

Информация об авторах:

Лубенев Л.Ф., кандидат географических наук, старший научный сотрудник, лаборатория ландшафтно-водноэкологических исследований и природопользования, Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия.

E-mail: lilia_lubenets@mail.ru.

Морейдо В.М., кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией гидроинформатики, Институт водных проблем РАН, Москва, Россия.

E-mail: moreido@mail.ru

Черных Д.В., доктор географических наук, главный научный сотрудник, лаборатория ландшафтно-водноэкологических исследований и природопользования, Институт водных и экологических проблем СО РАН; профессор, кафедра экологии, биохимии и биотехнологии, биологический факультет, Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия.
E-mail: chernykh@mail.ru.

Першин Д.К., кандидат географических наук, научный сотрудник, Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия.
E-mail: dmitrypersh@gmail.com

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Lubenets L.F., Cand. Sci. (Geography), Researcher, Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS, Barnaul, Russia.
E-mail: lilia_lubenets@mail.ru

Moreido V.M., Cand. Sci. (Geography), Senior Researcher, Head of Hydroinformatics lab, Water Problems Institute, RAS, Moscow, Russia
E-mail: moreido@mail.ru

Chernykh D.V., Dr. Sci. (Geography), Chief Researcher, Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS, Barnaul, Russia; Professor, Altai State University, Barnaul, Russia.
E-mail: chernykh@mail.ru.

Pershin D.K., Cand. Sci. (Geography), Researcher, Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS, Barnaul, Russia
E-mail: dmitrypersh@gmail.com

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

Статья поступила в редакцию 16.05.2024; одобрена после рецензирования 26.03.2025; принята к публикации 30.10.2025

The article was submitted 16.05.2024; approved after reviewing 26.03.2025; accepted for publication 30.10.2025

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 551.5

doi: 10.17223/25421379/37/10

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В БАСЕЙНЕ РЕКИ ТАЛДУРА (ЮЖНО-ЧУЙСКИЙ ХРЕБЕТ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ)



Галина Валентиновна Пряхина¹, Татьяна Николаевна Осипова²,
Валерия Алексеевна Распутина³, Дмитрий Вадимович Банцев⁴,
Мargarita Владимировна Сыромятина⁵, Мария Руслановна Кузнецова⁶

^{1,2,3,4,5,6} Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁶ Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

¹ g65@mail.ru

² osipovat@mail.ru

³ lerasputina88@gmail.com

⁴ bancev-d@yandex.ru

⁵ margarita_soi@rambler.ru

⁶ rotefliege@mail.ru

Аннотация. Представлены результаты расчёта вертикальных градиентов температуры воздуха и осадков для территорий долин реки Талдура и ледника Некрасова на основе суточных данных полевых и сетевых метеостанций (Республика Алтай, Южно-Чуйский хребет). Использованы данные, полученные в ходе Комплексных экспедиций Института наук о Земле СПбГУ на Алтай в 2022 и 2023 гг., а также данные наиболее близко расположенных сетевых метеостанций: Кош-Агач, Усть-Кокса, Кара-Тюрек.

Ключевые слова: вертикальный градиент, температура воздуха, количество осадков, горные территории, экспедиционные метеорологические измерения

Благодарности: авторы благодарят Д.А. Ганюшкина за содействие в организации и проведении полевых работ.

Источник финансирования: грант РНФ № 23-27-00171 «Моделирование прорывов водоёмов, подпруженных дамбами естественного происхождения».

Для цитирования: Пряхина Г.В., Сыромятина М.В., Банцев Д.В., Распутина В.А., Осипова Т.Н., Кузнецова М.Р. Распределение метеорологических характеристик в бассейне реки Талдура (Южно-Чуйский хребет, Центральный Алтай) // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 142–154. doi: 10.17223/25421379/37/10

Original article

doi: 10.17223/25421379/37/10

DISTRIBUTION OF METEOROLOGICAL CHARACTERISTICS IN THE TALDURA RIVER BASIN (SOUTH-CHUYA RIDGE, CENTRAL ALTAI)

Galina V. Pryakhina¹, Tatyana N. Osipova², Valeria A. Rasputina³, Dmitry V. Bantsev⁴,
Margarita V. Syromyatina⁵, Mariia R. Kuznetsova⁶

^{1,2,3,4,5,6} St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

⁶ Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

¹ g65@mail.ru

² osipovat@mail.ru

³ lerasputina88@gmail.com

⁴ bancev-d@yandex.ru

⁵ margarita_soi@rambler.ru

⁶ rotefliege@mail.ru

Abstract. Meteorological data are needed for hydrological purposes, but their task of extrapolating and interpolating in mountains is still relevant due to the low density of the existing network of weather stations and posts located mainly in valleys, and the low representativity of data with significant omissions in the observation series. The article presents the results of calculation of vertical gradients of air temperature and precipitation for the territories of the valleys of the Taldura River and the Nekrasov Glacier based on daily data of field and network weather stations (Altai Republic, the South-Chuya Ridge). The data obtained during the complex expeditions of the Institute of Earth Sciences of St. Petersburg State University to the Altai in 2022 and 2023 were used. As well as data of the most closely located network weather stations: Kosh-Agach, Ust-Koksa, Kara-Turek. For air temperature recording EClerk-M-RHT automatic sensors were used, installed at a height of 2 m above the ground (measurement recording discrete – 15 minutes) in a purged white plastic lattice design to protect against direct sunlight, overheating and distortion of measurement results. To measure the precipitation layer (mm) portable precipitation meters were installed on the ground near the installation point of the air temperature sensor (precipitation sum accuracy 0,5 mm). Also 4 times a day (on the Nekrasov glacier - 1 time a day) was observed the general and lower clouds. Since the observations were made in different weather, the analysis divided all days by type of weather based on observations of general cloud cover: 0–2 points - clear, 3–7 points - variable cloud cover, more than 8 points – cloudy. The calculated vertical temperature gradients for the study periods for station pairs ranged from 1,6 to –0,7 °C/100 m for clear weather, from 0,0 to 1,3 °C/100 m for cloudy and from 0,0 to 1,8 m for variable cloudiness on average for all pairs of stations 0,62, 0,77 and 0,72 °C/100 m for different cloud types, respectively. The corrected gradient of air temperature when crossing the boundary of the moraine-glacier is proposed, by means of which it is possible to estimate more precisely the size of ablation. The pluviometric gradients (mm by 100 m height) were calculated relative to the base stations. On average, the gradient values range from 0,1 to 0,3 mm/100 m except for the estimated pair of Kosh-Agach-Lower Taldura stations (0,6 mm/100 m), but over the years gradients for the same pair of stations vary not only in size but also in sign. This variation in gradient values is due to the spatial heterogeneity of precipitation, as weather stations are located in different orographic conditions, on slopes of different exposures, which implies uncertainty about the magnitude of the pluviometric gradient.

Keywords: vertical gradient, air temperature, precipitation, mountain areas, expeditionary meteorological measurements

Acknowledgments: the authors are grateful to D.A. Ganyushkin for assistance in the organization and carry out of field works.

Source of financing: Russian Science Foundation, grant number 23-27-00171 “Modelling of outbursts of reservoirs dammed by natural dams”.

For citation: Pryakhina G.V., Osipova T.N., Rasputina V.A., Bantsev D.V., Syromyatina M.V., Kuznetsova M.R. (2025) Distribution of meteorological characteristics in the Taldura River basin (South-Chuya Ridge, Central Altai). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 142–154. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/37/10

Введение

Метеорологические данные необходимы для решения как теоретических, так и прикладных гидрологических задач: моделирования стока горных рек, оценки прорывов моренных озёр, рисков развития селевых процессов и др. В горных районах осадки и температура воздуха имеют значительную дифференциацию по территории.

Несмотря на многочисленные исследования по выявлению закономерностей распределения метеорологических характеристик с высотой [Русанов, 1955; Пономаренко, 1976; Тареева, 1976; Галахов и др., 1987; Котляков и др., 1993; Кондрашов, 1995; Севастьянов, 1998, 2008; Галахов, Мухаметов, 1999; Гордеев, 2011, 2012; Подрезов, 2014; Пряхина и др., 2019; Горичев, 2020], проводимые для различных горных стран, задача экстра- и интерполяции метеорологических характеристик актуальна до сих пор по причине низкой плотности существующей сети метеостанций и постов, расположенных преимущественно в долинах, и невысокой репрезентативности данных, имеющих значительные пропуски в рядах наблюдений. Влияние орографического фактора на пространственную изменчивость полей метеорологических характеристик, выраженное в неодинаковой

освещенности склонов разной экспозиции и особенностях циркуляции воздушных масс, а также локальные отличия подстилающих поверхностей создают микроклиматические различия горных водосборов. Подобная неоднородность осложняет экстраполяцию/интерполяцию метеорологических характеристик относительно сетевых станций. В этой связи использование данных фактических полевых измерений при решении вопроса о распределении метеорологических характеристик в горах позволяет получить (либо уточнить) локальные особенности более корректно.

Целью настоящей работы стал расчёт вертикальных градиентов основных метеорологических характеристик – температуры воздуха и осадков – в долине реки Талдура и ледника Некрасова на основе суточных данных полевых и сетевых метеостанций (Республика Алтай, Южно-Чуйский хребет). Выбор рассматриваемых характеристик обусловлен, с одной стороны, наличием собственных данных полевых измерений, а с другой – востребованностью для гидрологического моделирования.

Описание района исследования

Бассейн реки Талдура расположен на северном макросклоне Южно-Чуйского и частично на южных склонах Северо-Чуйского хребтов в Центральном

Алтае с высотами, достигающими 3700–3900 м. После слияния с р. Чаган образует р. Чаган-Узун – приток Чуи (рис. 1). В рельефе широко распространены ледниковые формы: цирки, кары, моренные гряды и трог; выше 2500 м формируются мерзлотные формы рельефа (бугры пучения, полигоны) [Каталог..., 1977]. Общая площадь оледенения территории Южно-Чуйского хребта составляет порядка 118 км² [Ganyushkin et al, 2023]. По результатам анализа данных дистанционного зондирования Земли определено, что площадь бассейна р. Талдура равна 500 км²

[Банцев и др., 2023]. Тип питания реки преимущественно ледниковый: исток реки расположен у края системы ледников Большая Талдура. Всего в рассматриваемой части бассейна насчитывается около 70 ледников, одним из них является ледник Некрасова.

Режим рек рассматриваемой территории характеризуется растянутым многоступенчатым половодьем, пик которого наблюдается в середине лета [Ресурсы..., 1969]. Большинство озёр рассматриваемого района представляют собой небольшие моренно-подпрудные и каровые водоёмы, площадь которых не превышает 1 км².

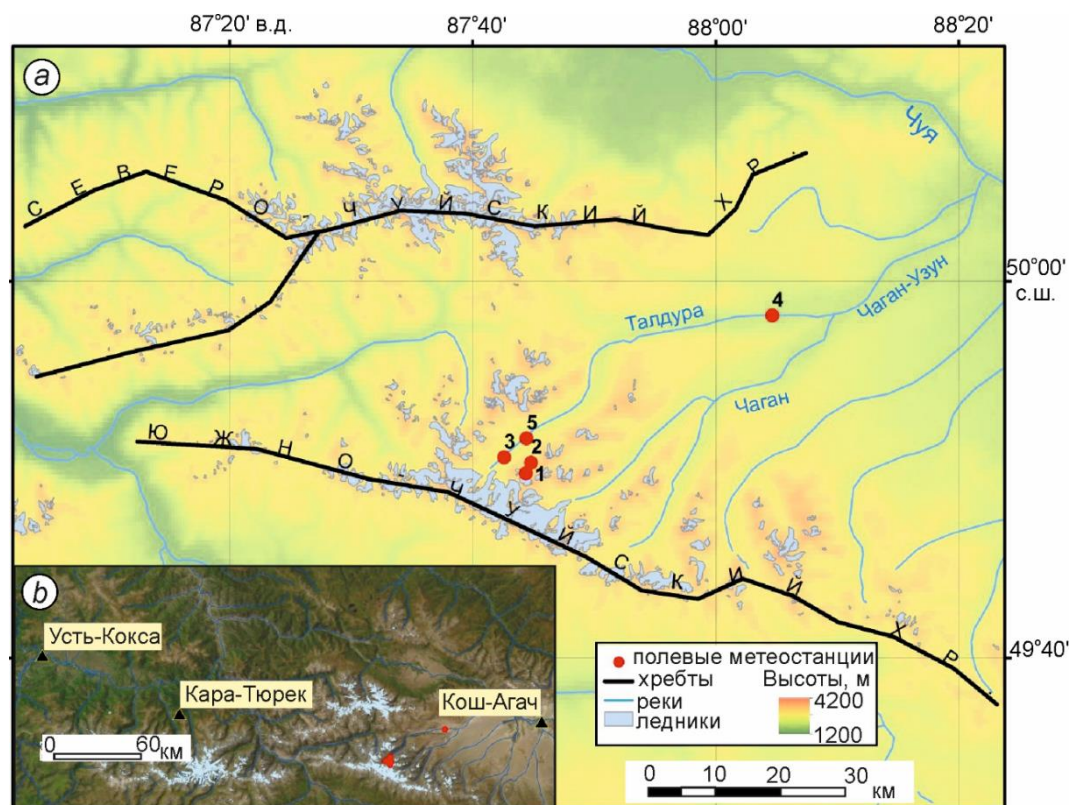


Рис. 1. Схема расположения сетевых и полевых метеостанций

Полевые метеостанции (а): 1 – Ледник Некрасова, 2 – Лагерь Некрасова, 3 – Верхняя Талдура – 2023, 4 – Нижняя Талдура, 5 – Верхняя Талдура – 2022. Сетевые метеостанции (б)

Fig. 1. Scheme of location of network and field weather stations

Field weather station (а): 1 – Nekrasov Glacier, 2 – Nekrasov field camp, 3 – Upper Taldura – 2023, 4 – Lower Taldura, 5 – Upper Taldura – 2022. Network weather stations (б).

Многие из них сосредоточены в верхних частях речных долин, в приледниковых областях и на территориях развития многолетней мерзлоты. Район исследования расположен в пределах нескольких высотных растительных поясов – тундрово-степном (субальпийском), альпийско-тундровом и гляциально-нивальном [Огуреева, 1980].

Для территории характерен криоаридный климат с отрицательной среднегодовой температурой воздуха (–6/–7 °C). Средняя температура самого тёплого месяца (июля) в высокогорных районах составляет 6–

10 °C. Самым холодным месяцем является январь. Переход температуры через 0 °C в высокогорье весной в среднем происходит в конце мая, а осенью – в сентябре. Годовое количество осадков в Центральном Алтае составляет 400–600 мм. Однако на переводных хребтах склона может достигать 800–1000 мм. Месячный максимум осадков наблюдается обычно в июне-июле [Ресурсы..., 1969].

Оценка климатических характеристик района исследования за период 1991–2020 гг. (климатическая норма) по данным близлежащих станций показала,

что средняя годовая температура воздуха отрицательная или близка к нулю: $-4,8^{\circ}\text{C}$ по данным станции Кара-Тюрек; $-3,7^{\circ}\text{C}$ по станции Кош-Агач; $+0,3^{\circ}\text{C}$ по станции Усть-Кокса. Период положительных средних месячных температур: апрель – сентябрь/октябрь. Суммарное за год количество осадков: 123 мм на станции Кош-Агач, 475 мм на станции Усть-Кокса, 582 мм на самой высокогорной станции Кара-Тюрек. Максимум осадков выпадает с мая по сентябрь, наибольшие месячные суммы фиксируются в июле (77 мм Усть-Кокса, 35 мм Кош-Агач). На станциях Усть-Кокса и Кош-Агач преобладают ветры западных направлений. При этом средние годовые скорости менее 2 м/с (наибольшая среднемесячная величина характерна для апреля на станции Кош-Агач – 2,8 м/с). Средняя высота снежного покрова, фиксируемая по снегомерным рейкам, до 63 см за месяц. Величина общей облачности за год составляет 5,7–6,0 баллов, нижней облачности – 2,5–2,9 баллов.

Наибольшие величины средней за месяц облачности приходится на летний период, июнь/июль (6,2–7,1 баллов), наименьшие в январе и марте (около 5 баллов).

Материалы и методы

В работе были использованы данные, полученные в ходе Комплексных экспедиций Института наук о Земле СПбГУ на Алтай в 2022 и 2023 гг., а также данные наиболее близко расположенных сетевых метеостанций: Кош-Агач, Усть-Кокса, Кара-Тюрек (рис. 1, табл. 1).

Климатические данные по сетевым станциям взяты из архива ВНИИГМИ-МЦД [Всероссийский..., 2024]. Полевые станции устанавливались в центральных частях долин, на субгоризонтальных поверхностях, за исключением метеостанции на леднике Некрасова с уклоном – 160‰. Природные условия, в которых располагались площадки, различались (табл. 1, рис. 2).

Таблица 1

Характеристика метеостанций

Table 1

Characteristics of weather stations

Станция	Координаты (X, Y)	Период наблюдений	Высота абс. отм., м	Расположение
Ледник Некрасова	49°49'48" с.ш. 87°44'23" в.д.	Температура: 12–28.07.2022, 13.07–04.08.2023 Осадки: 16–27.07.2022, 13.07–04.08.2023 Солнечная радиация: 17.07.2023, 24.07.2023	2995	Долина ледника Некрасова, зона абляции, средняя ширина около 300–400 м, ориентация с юга на восток. Превышение бортов долины над метеостанцией 500 м
Лагерь Некрасова	49°50'22" с.ш. 87°44'48" в.д.	Температура: 13–28.07.2022, 11.07–03.08.2023 Осадки: 16–28.07.2022, 11.07–03.08.2023 Солнечная радиация: 14–15.07.2023, 17–27.07.2023	2770	Долина ледника Некрасова, 20 м к юго-востоку от уреза озера Таможенное; ширина долины 2 км, ориентация с юга на север. Превышение бортов долины над метеостанцией 350–500 м
Верхняя Талдура – 2023	49°50'38" с.ш. 87°42'37" в.д.	Температура: 08.07–04.08.2023 Осадки: 08.07–04.08.2023	2456	Верхнее течение, 1,6 км от края ледника Большая Талдура, пойма, правый берег, 30 м от уреза, ширина долины 5–6 км. Ориентация долины с юго-запада на северо-восток. Превышение бортов долины над метеостанцией 900 м
Верхняя Талдура – 2022	49°58'10" с.ш. 88°04'40" в.д.	Температура: 11–30.07.2022 Осадки: 12–30.07.2022	2360	Верхнее течение, 4,5 км от края ледника Большая Талдура, правый берег, 180 м от уреза. Ориентация долины с юго-запада на северо-восток. Превышение бортов долины над метеостанцией 900 м
Нижняя Талдура	49°51'41" с.ш. 87°44'26" в.д.	Температура: 06–23.07.2023 Осадки: 06–23.07.2023	1908	Нижнее течение, 34 км от края ледника Большая Талдура, правый берег, первая терраса над речной поймой, 30 м от уреза. Ширина долины 5 км. Ориентация долины с запада на северо-восток. Превышение бортов долины над метеостанцией 500–700 м
Усть-Кокса	50°15'36" с.ш. 85°36'36" в.д.	Температура: 11–30.07.2022, 06.07–04.08.2023	978	Индекс: 36229. Уймонская межгорная котловина, место слияния рек Кокса и Катунь, в 160 км к северо-западу от района экспедиций

Станция	Координаты (X, Y)	Период наблюдений	Высота абс. отм., м	Расположение
Кош-Агач	50°0'0" с.ш. 88°40'12" в.д.	Осадки: 12–30.07.2022, 06.07–04.08.2023	1758	Индекс: 36259. Широкая открытая долина реки Чуя, Чуйская котловина, в 70 км к востоку-северо-востоку от района экспедиции
Кара-Тюрек	50° 1'48" с.ш. 86° 27'0" в.д.		2600	Индекс: 36442. Горный хребет между реками Кучерла и Аккем, в 90 км к запад-северо-запад от района экспедиций

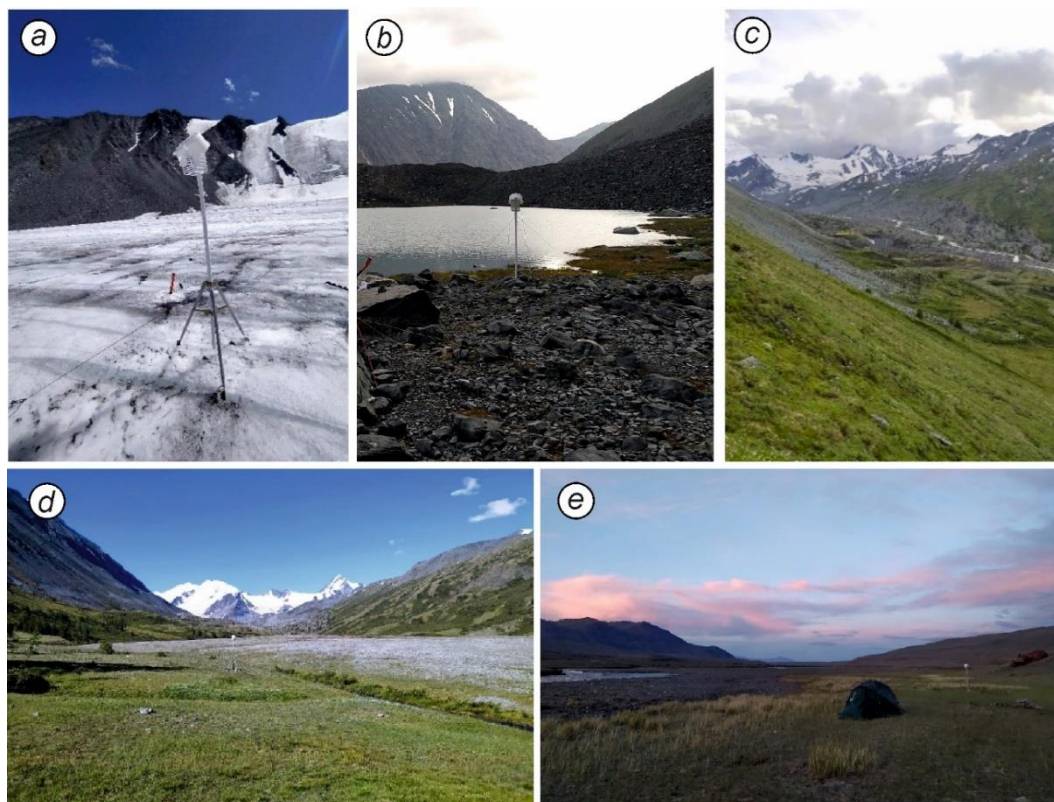


Рис. 2. Характерный ландшафт в точках установки полевых метеостанций

a – Ледник Некрасова, b – Лагерь Некрасова, c – Верхняя Талдура – 2023, d – Верхняя Талдура – 2022, e – Нижняя Талдура

Fig. 2. Typical landscape in locations of field weather stations

a – Nekrasov Glacier, b – Nekrasov field camp, c – Upper Taldura – 2023, d – Upper Taldura – 2022, e – Lower Taldura

Так, например, долина реки Талдура в месте установки метеостанций в несколько раз шире, чем долина ледника Некрасова; наименьшие уклоны бортов среди рассматриваемых участков имеет район расположения метеостанции «Нижняя Талдура» (нижнее течение реки). Метеостанция на леднике Некрасова располагалась в зоне абляции на переувлажненном талыми водами ледниковом склоне, а метеостанции «Лагерь Некрасова» и «Верхняя Талдура – 2023» на морене с редкой травянистой растительностью; «Нижняя Талдура» и «Верхняя Талдура-2022» на морене с преобладающей травянистой растительностью.

Для регистрации температуры воздуха использовались автоматические датчики EClerk-M-RHT, установленные на высоте 2 м над поверхностью земли, в

продуваемой решетчатой конструкции из белого пластика для защиты от попадания прямых солнечных лучей, перегрева и искажения результатов измерений. Дискретность записи измерений – 15 мин.

Для измерения слоя выпавших осадков (мм) на поверхности земли вблизи точки установки датчика температуры воздуха были установлены портативные осадкомеры. Точность определения суммы осадков $\pm 0,5$ мм. Проверку осадкомера проводили 4 раза в сутки: в 08:00, 12:00, 16:00, 20:00; при обработке данных результаты измерений за сутки суммировались. Указанные сроки наблюдений были приурочены к срокам наблюдений за уровнем воды.

Исключение составляет осадкомер на леднике Некрасова: измерения приурочены к наблюдениям за

абляцией и производились 1 раз в сутки в 12:00. Также 4 раза в сутки (на леднике Некрасова – 1 раз в сутки) велись наблюдения за общей и нижней облачностью.

Поскольку наблюдения проводились в разную погоду, то при проведении анализа все дни были разделены по типам погоды на основании наблюдений за общей облачностью: 0–2 балла – ясно, 3–7 баллов – переменная облачность, более 8 баллов – пасмурно. Для дней, когда на всех станциях, где производились наблюдения, был один и тот же тип погоды, рассчитывались вертикальные градиенты температуры (табл. 2). Так как на метеостанциях Ледник Некрасова и Верхняя Талдура – 2022 наблюдения за облачностью не производились, типы погоды принимались по данным наблюдений на станции Лагерь Некрасова. Авторы полагают, что такой подход допустим, поскольку в соответствии с данными 2023 г. в большинстве случаев на полевых станциях в верховьях р. Талдура фиксировались одни и те же типы погоды.

Так как горные районы отличаются неравномерным распределением осадков по территории, которое в свою очередь, определяется синоптической ситуацией и орографией, локальный характер выпадения осадков приводит к тому, что в один и тот же срок наблюдений они фиксируются не на всех соседних станциях. Недоучет этого обстоятельства при расчете плювиометрических градиентов может привести к последующему завышению сумм осадков на высотах. Поскольку рассматриваемые метеостанции располо-

жены вне одного склона и на значительном расстоянии друг от друга, были определены дни, когда осадки фиксировались на всех метеостанциях: и в экспедиционном районе, и на сетевых станциях. Именно для этих суток были рассчитаны плювиометрические градиенты. Дополнительно (для 2023 г.) к рассмотрению были взяты дни, когда осадки фиксировались везде, кроме как на одной из метеостанций. Это не противоречит общей идее о различии в количестве осадков между станциями на разных высотах и было сделано для того, чтобы увеличить количество рассматриваемых при расчёте случаев.

Результаты и обсуждение

На основании данных фактических измерений были рассмотрены особенности распределения суточных температур воздуха и сумм осадков с высотой в долине реки Талдура относительно станций сети.

Температура воздуха. Анализ хода средней суточной температуры воздуха показал, её синхронный ход как в 2022, так и в 2023 гг. по всем метеостанциям, включая сетевые (рис. 3). При этом наблюдалось и закономерное понижение температуры воздуха с высотой.

Сравнение суточной амплитуды температуры воздуха при одинаковом типе погоды показало её уменьшение с высотой (табл. 2). На метеостанции Лагерь Некрасова уменьшение амплитуды связано также и с влиянием озера, на берегу которого находилась станция. Было отмечено, что закономерно в дни с ясной погодой амплитуда больше, а в дни с пасмурной – меньше.

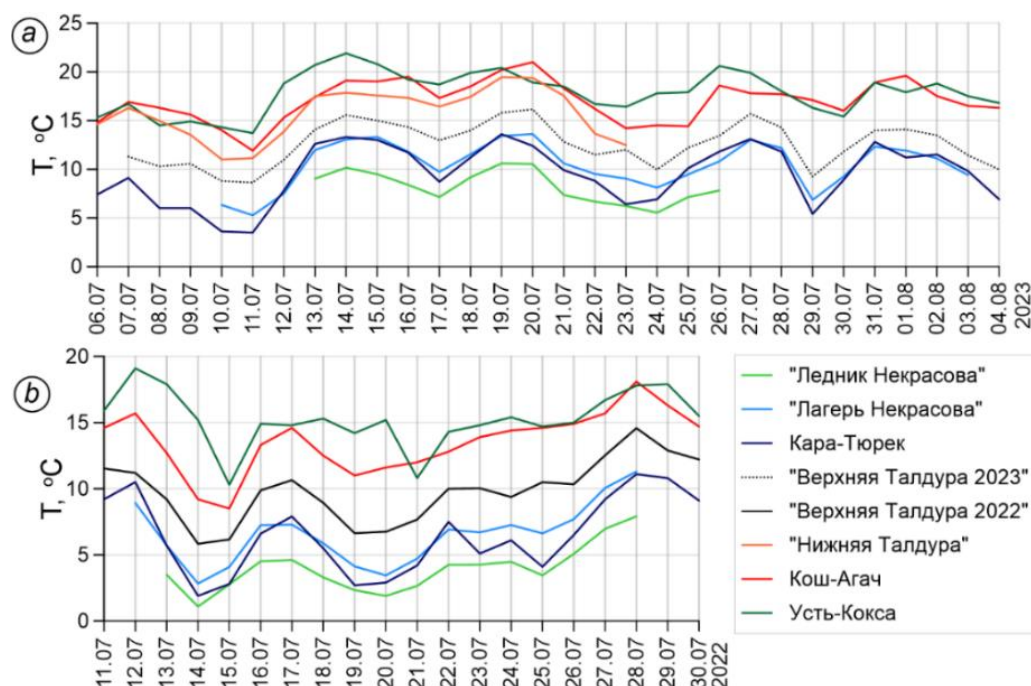


Рис. 3. Ход средних суточных температур воздуха на метеостанциях в 2023 г. (а) и 2022 г. (б)

Fig. 3. Average daily air temperature according to weather stations in 2023 (a) and 2022 (b)

Фрагмент таблицы: амплитуды температуры воздуха (01.07.2023–04.08.2023)

Table 2

Table fragment: air temperature amplitude (01.07.2023–04.08.2023)

Дата	Лагерь Некрасова	Верхняя Талдура – 2023	Нижняя Талдура
13.07.2023	17,3	14,2	20,1
14.07.2023	10,9	13,2	18,1
15.07.2023	9,9	13,1	20,9
16.07.2023	7,1	7,0	14,0
17.07.2023	10,9	11,2	13,6
18.07.2023	12,1	15,6	20,6
19.07.2023	12,8	14,6	22,0
20.07.2023	12,1	14,8	18,1
21.07.2023	7,8	9,0	12,4
22.07.2023	6,4	7,6	9,6
23.07.2023	10,3	10,5	17,1
Средняя	10,6	11,3	15,1
Наибольшая	17,3	15,6	22,0
Наименьшая	5,4	4,9	9,1

Примечание. Цветом выделены дни с различной общей облачностью: синим – 0–2 балла, красным – 3–7 баллов, зелёным – более 8 баллов.

Note: Days with different total cloudiness are indicated by colors: blue – 0–2 points, red – 3–7 points, green – more than 8 points.

Рассчитанные вертикальные градиенты температуры воздуха за исследуемые периоды для пар станций (табл. 3) изменялись в интервале от 1,6 до $-0,7$ °C/100 м для ясной погоды, от 0,0 до 1,3 °C/100 м для пасмурной и от 0,0 до 1,8; для переменной облачности, составив в среднем по всем парам станций 0,62 °C/100 м – 0,77 и 0,72 °C/100 м для разных типов облачности соответственно.

Наибольший разброс величин получен для полевых метеостанций в парах с сетевой станцией Кара-Тюрек, наименьшие – со станциями Усть-Кокса и Кош-Агач. Кроме того, сравнение градиентов для пасмурной погоды за два разных года показало, что их величины для пар со станцией Лагерь Некрасова изменяются практически в 2 раза. В остальном различия градиентов при разных типах погоды или отсутствуют, или составляют 0,1–0,2 °C/100 м.

Средняя величина градиента за исследуемый период по всем парам станций составила 0,72 °C/100 м. Для сравнения: в долине реки Актру температурный градиент в июле по опубликованным данным составил 0,58 °C/100 м. В целом для горных районов Средней Азии в летние месяцы величина градиента изменяется от 0,61 до 1,00 °C/100 м, а для высокогорного Алтая равняется 0,56 °C/100 м [Кондрашов, 1995; Севастьянов, 1998]. Таким образом, полученное среднее значение сопоставимо с литературными данными.

Наиболее значимые отличия в градиентах, рассчитанных для разных типов погоды оказались для пар со станцией Кара-Тюрек. Так, например, со станцией Верхняя Талдура градиенты изменялись от 1,3 до

1,8 °C/100 м. Возможно, это связано с тем, что в отличие от остальных станций, расположенных в долинах, станция Кара-Тюрек находится на горном хребте. В то же время величина градиента со станцией Лагерь Некрасова в пасмурную погоду оказалась около 0, а в ясную погоду градиент отрицательный $-0,7$ °C/100 м. Такое изменение температуры с высотой можно объяснить местоположением станций. Станции расположены примерно на одних высотах (2770 м метеостанция Лагерь Некрасова и 2600 м Кара-Тюрек), но Кара-Тюрек находится на склоне хребта, а станция Лагерь Некрасова – в понижении на берегу озера, что оказывает влияние на термический режим. При этом отметим, что для пары станций Ледник Некрасова – Лагерь Некрасова, находящихся также на близких высотах (2995 и 2770 м соответственно), градиент существенно больше как в разные периоды наблюдений, так и при разных типах погоды. Это может быть объяснено изменением характера подстилающей поверхности и, как следствие, большой разницей между температурой поверхности на двух станциях. Подобная ситуация выявлена для пар станций Ледник Некрасова – Верхняя Талдура – 2022 и Ледник Некрасова – Верхняя Талдура – 2023, где величины градиентов больше (от 0,8 до 1 °C/100 м) по сравнению со средним расчётным значением градиента температуры (0,72 °C/100 м). Данная особенность связана с выхолаживающим влиянием ледника на приземные слои воздуха, что было выявлено ранее как для Алтая, так и для других районов [Галахов, Мухаметов, 1999; Адаменко и др., 2017].

Практический смысл расчёта градиентов – возможность восстановления рядов температуры на разных высотах при отсутствии непосредственных измерений. Сравнение измеренных и рассчитанных с использованием градиентов величин среднесуточных температур воздуха на разных высотах за период 11–30.07.2022 показало, что наименьшая погрешность, как в случае градиента $0,58\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (среднего по литературным данным), так и рассчитанного нами среднего за исследуемый период $0,72\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, имеет место при восстановлении рядов относительно станции Кош-Агач – наиболее близко расположенной к долине реки Талдура (рис. 4). Как видно из графиков для полевой метеостанции Верхняя Талдура (2456 м), хорошую сходимость с измеренными значениями температуры воздуха показывают рассчитанные значения по градиенту $0,72\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Количество осадков. Анализ сумм осадков за общие периоды наблюдений на рассматриваемых станциях (табл. 4) показал, что характер распределения осадков с высотой отличается от года к году (рис. 5, 6). Так, в 2023 г. в Усть-Коксе зафиксировано наименьшее количество осадков из всех рассматриваемых пунктов наблюдений (9,9 мм), а в 2022 г. –

наибольшее (60,3 мм). Подобная изменчивость подразумевает, что плювиометрические градиенты, рассчитанные по суточным суммам осадков, будут различаться.

Плювиометрические градиенты (миллиметров на 100 м высоты) рассчитывались относительно базовых станций (табл. 5). Сопоставление результатов показало, что в разные сутки для одной и той же пары станций величина градиента зависит от количества осадков и может изменяться в несколько раз (рис. 5, 6). Отметим, что за разные годы градиенты для одной и той же пары станций меняются не только по величине, но и по знаку. Исключив из рассмотрения расчёт относительно станции Кара-Тюрек, получим, что в среднем величины градиентов составляют от 0,1 до 0,3 мм/100 м, кроме расчётной пары станций Кош-Агач – Нижняя Талдура (0,6 мм/100 м).

Плювиометрический градиент крайне важен для гидрологических расчётов, но сложен и трудно определяем из-за неоднородного распределения количества осадков в горах. Даже с учётом того, что в табл. 5 градиенты рассчитывались в дни, когда на всех станциях фиксировались осадки, величины градиентов различаются как по знаку, так и по модулю.

Таблица 3

Вертикальные градиенты температур воздуха, $^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$

Table 3

Vertical air temperature gradients, $^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$

Станция	Характеристика облачности			
	Ясно, 0–2 балла	Пасмурно, более 8 баллов		Переменная, 3–7 баллов
	2022 г.	2022 г.	2023 г.	2023 г.
Кара-Тюрек – Ледник Некрасова	0,4	0,7	Данный тип погоды не наблюдался	0,7
Кара-Тюрек – Лагерь Некрасова	–0,7	0,0	0,1	0,0
Кара-Тюрек – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	Нет данных	1,6	1,8
Кара-Тюрек – Верхняя Талдура – 2022	1,6	1,3	Нет данных	Нет данных
Кара-Тюрек – Нижняя Талдура	Нет данных	Нет данных	Данный тип погоды не наблюдался	0,8
Усть-Кокса – Ледник Некрасова	0,5	0,5	Данный тип погоды не наблюдался	0,6
Усть-Кокса – Лагерь Некрасова	0,4	0,4	0,7	0,5
Усть-Кокса – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	Нет данных	0,4	0,4
Усть-Кокса – Верхняя Талдура – 2022	0,3	0,3	Нет данных	Нет данных
Усть-Кокса – Нижняя Талдура	Нет данных	Нет данных	Данный тип погоды не наблюдался	0,3
Кош-Агач – Ледник Некрасова	0,8	0,7	Данный тип погоды не наблюдался	0,8
Кош-Агач – Лагерь Некрасова	0,7	0,7	1,2	0,7
Кош-Агач – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	Нет данных	0,8	0,6
Кош-Агач – Верхняя Талдура – 2022	0,8	0,6	Нет данных	Данный тип погоды не наблюдался

Станция	Характеристика облачности			
	Ясно, 0–2 балла	Пасмурно, более 8 баллов		Переменная, 3–7 баллов
	2022 г.	2022 г.	2023 г.	2023 г.
Кош-Агач – Нижняя Талдура	Нет данных	Нет данных	Данный тип погоды не наблюдался	0,8
Ледник Некрасова – Лагерь Некрасова	1,2	1,1	1,3	Данный тип погоды не наблюдался
Ледник Некрасова – Верхняя Талдура – 2022	0,8	0,9	Нет данных	Нет данных
Лагерь Некрасова – Верхняя Талдура – 2022	0,6	0,8	Нет данных	Нет данных
Ледник Некрасова – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	Нет данных	1,0	Данный тип погоды не наблюдался
Ледник Некрасова – Нижняя Талдура	Нет данных	Нет данных	0,8	Данный тип погоды не наблюдался
Лагерь Некрасова – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	Нет данных	0,8	Данный тип погоды не наблюдался
Лагерь Некрасова – Нижняя Талдура	Нет данных	Нет данных	0,6	Данный тип погоды не наблюдался
Нижняя Талдура – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	Нет данных	0,5	Данный тип погоды не наблюдался

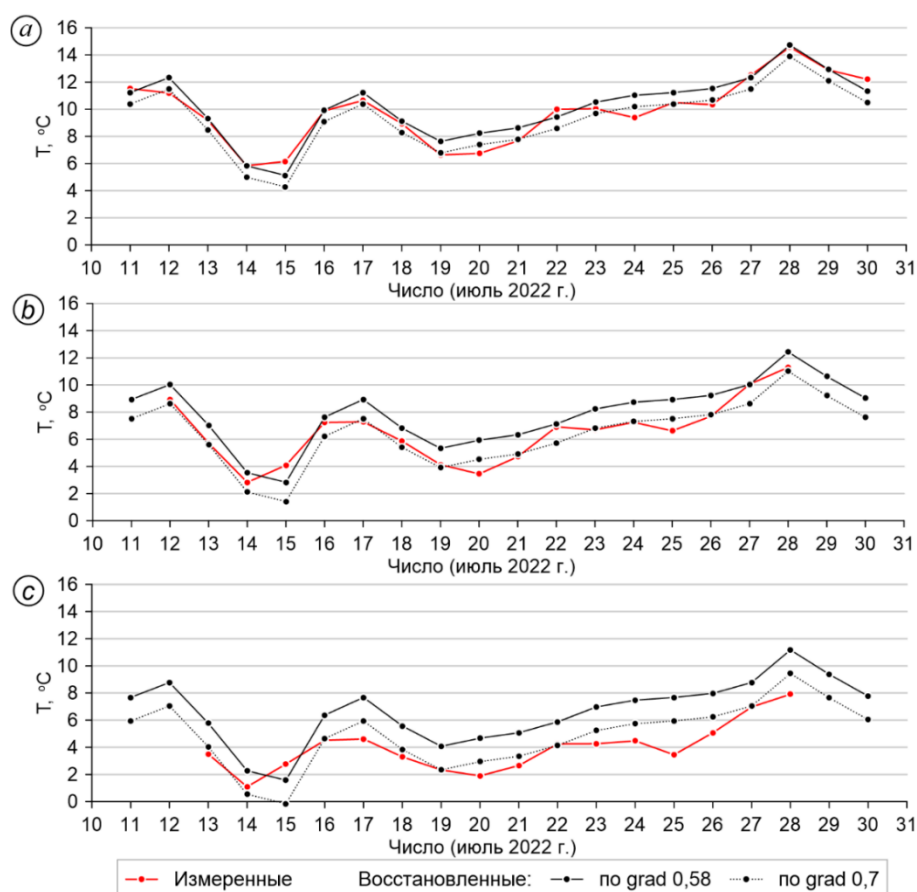


Рис. 4. Ряды температуры воздуха, восстановленные по данным метеостанции Кош-Агач
 Для станции: а – Верхняя Талдура, б – Лагерь Некрасова, с – Ледник Некрасова

Fig. 4. Air temperature series restored according to Kosh-Agach weather station
 For station: а – Upper Taldura, б – Nekrasov field camp, с – Nekrasov Glacier

Таблица 4

Суммы осадков за общие периоды наблюдений

Table 4

Total precipitation for the observation periods

Показатель	Станция							
	Усть-Кокса	Кош-Агач	Нижняя Талдура	Верхняя Талдура – 2022	Верхняя Талдура – 2023	Кара-Тюрек	Лагерь Некрасова	Ледник Некрасова
Высота, м	978	1758	1908	2360	2456	2600	2770	2995
13–23.07.2023	9,9	8,5	6,25	–	14,5	8,1	16,9	16,3
17–28.07.2022	60,3	6,7	–	15	–	28,9	31,4	33

Таблица 5

Вертикальные градиенты осадков, мм/100 м

Table 5

Vertical precipitation gradients, mm/100 m

Станции	2022 г.	2023 г.
	Градиент	Градиент
Кара-Тюрек – Ледник Некрасова	–0,1	0,8
Кара-Тюрек – Лагерь Некрасова	–0,8	0,6
Кара-Тюрек – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	–0,5
Кара-Тюрек – Верхняя Талдура – 2022	0,1	Нет данных
Кара-Тюрек – Нижняя Талдура	Нет данных	–0,2
Усть-Кокса – Ледник Некрасова	0,3	0,1
Усть-Кокса – Лагерь Некрасова	0,2	0,0
Усть-Кокса – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	–0,1
Усть-Кокса – Верхняя Талдура – 2022	0,3	Нет данных
Усть-Кокса – Нижняя Талдура	Нет данных	0,0
Кош-Агач – Ледник Некрасова	–0,3	0,1
Кош-Агач – Лагерь Некрасова	–0,4	–0,1
Кош-Агач – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	–0,2
Кош-Агач – Верхняя Талдура – 2022	–0,2	Нет данных
Кош-Агач – Нижняя Талдура	Нет данных	–0,6
Ледник Некрасова – Лагерь Некрасова	0,1	2,6
Ледник Некрасова – Верхняя Талдура – 2022	–0,6	Нет данных
Лагерь Некрасова – Верхняя Талдура – 2022	–0,7	Нет данных
Ледник Некрасова – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	3,9
Ледник Некрасова – Нижняя Талдура	Нет данных	0,4
Лагерь Некрасова – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	0,5
Лагерь Некрасова – Нижняя Талдура	Нет данных	–2,1
Нижняя Талдура – Верхняя Талдура – 2023	Нет данных	–0,8

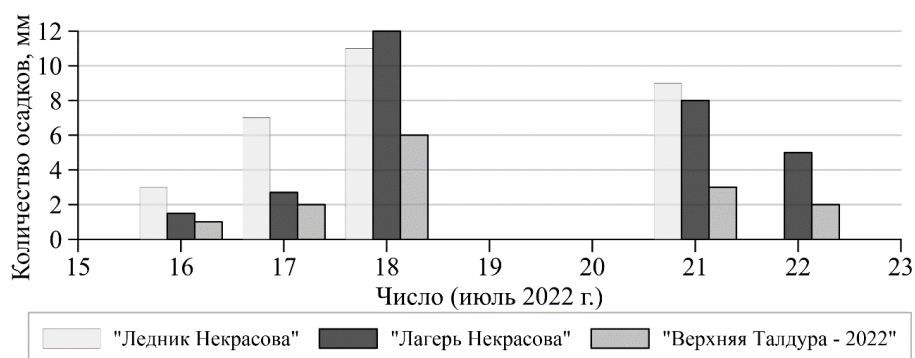


Рис. 5. Количество осадков, зафиксированных на станциях в июле 2022 г.

Fig. 5. Precipitation recorded at stations in July 2022

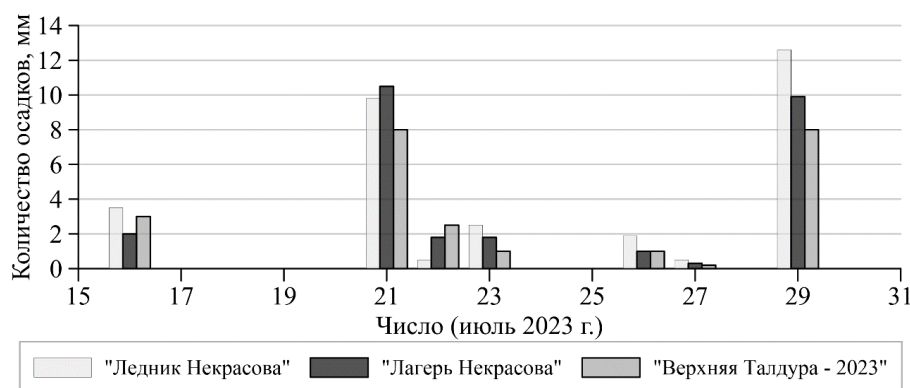


Рис. 6. Количество осадков, зафиксированных на станциях в июле 2023 г.

Fig. 6. Precipitation recorded at stations in July 2023

Закключение

Проведенные расчеты вертикальных градиентов температуры воздуха показали, что их абсолютные значения могут различаться в зависимости от местоположения станций, по данным которых проводятся расчеты. Термическая неоднородность склонов разной экспозиции, изменяющийся характер подстилающей поверхности, а также наличие водоемов обуславливают различия между градиентами. Поскольку в настоящее время на Алтае нет сетевых метеостанций, расположенных на территории ледников, а для математического моделирования таяния необходимо иметь информацию о температуре воздуха на леднике, то возникает необходимость в расчёте корректных градиентов температур между не ледниковой поверхностью и ледником. В настоящей статье авторами был предложен скорректированный градиент

температуры воздуха при переходе границы морена–ледник, с помощью которого представляется возможным более точно оценить величину абляции.

Анализ сумм осадков за общие периоды наблюдений на рассматриваемых станциях показал, что с высотой они могут как увеличиваться, так и уменьшаться, при этом абсолютные значения градиентов могут различаться значительно. Подобный разброс значений градиентов обусловлен пространственной неоднородностью выпадения осадков, поскольку метеостанции расположены в разных орографических условиях, на склонах различных экспозиций. Всё это влечёт за собой неопределённость величины плювиометрического градиента. Поэтому для учета частных особенностей в распределении осадков с высотой необходимо выполнение полевых измерений и их сравнение с данными сетевых станций на основе анализа конкретной синоптической ситуации.

Список источников

- Адаменко М.М., Гутак Я.М., Антонова В.А. Изменение климата и размеров ледников в горах Кузнецкого Алатау в 1975–2015 гг. // Лёд и Снег. 2017. Т. 57, № 3. С. 334–342. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-334-342
- Банцев Д.В., Овсепян А.А., Распутина В.А., Козачек А.В., Чихачев К.Б., Ганюшкин Д.А. Изотопно-гидрологические исследования в бассейне р. Талдура (Южно-Чуйский хребет, Центральный Алтай) // Лёд и Снег. 2023. Т. 63, № 4. С. 513–524. doi: 10.31857/S2076673423040038
- Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД). URL: <http://meteo.ru> (дата обращения: 10.06.2024).
- Галахов В.П., Мухаметов Р.М. Ледники Алтая. Новосибирск : Наука, 1999. 136 с.
- Галахов В.П., Нарожный Ю.К., Никитин С.А., Окишев П.А., Севастьянов В.В., Севастьянова Л.М., Шантыкова Л.Н., Шуров В.И. Ледники Актру. Л. : Гидрометеиздат, 1987. 119 с.
- Гордеев И.Н. Вертикальные градиенты температуры воздуха в бассейне Саяно-Шушенского водохранилища // Вестник Томского государственного университета. 2011. № 346. С. 181–184.
- Гордеев И.Н. Расчет весенних осадков в горной части бассейна р. Енисей // Вестник КрасГАУ. 2012. № 3 (66). С. 106–109.
- Горичев Ю.П. О некоторых параметрах мезоклиматов, определяющих высотную дифференциацию лесных формаций на хребте Белягуш (Южно-Уральский заповедник) // Самарский научный вестник. 2020. Т. 9, № 4. С. 49–52. doi: 10.17816/snv202094107
- Каталог ледников СССР. Т. 15: Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1: Горный Алтай и верхний Иртыш. Ч. 5: Бассейн р. Аргута. Л. : Гидрометеиздат, 1977. С. 8.
- Кондрашов И.В. О вертикальных градиентах температуры воздуха в Горном Алтае и Кузнецком Алатау в летний период // Русский Алтай : тез. докл. Барнаул, 1995. С. 31–32.

- Котляков В.М., Ротогаева О.В., Лебедева И.М. и др. Оледенение Памиро-Алая. М. : Наука, 1993. 256 с.
- Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.
- Огуреева Г.Н. Ботаническая география Алтая. М. : Наука, 1980. 186 с.
- Подрезов О.А. Горная климатология и высотная климатическая зональность Кыргызстана. Бишкек : Изд-во КРСУ, 2014. 170 с.
- Пonomarenko П.Н. Атмосферные осадки Киргизии. Л. : Гидрометеиздат, 1976. 135 с.
- Пряхина Г.В., Зелепукина Е.С., Осипова Т.Н., Гаврилкина С.А., Соловьев В.А., Виноградова Т.А. Сезонные закономерности распределения осадков на территории Западного Саяна и их учет при моделировании стока // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2019. Т. 64, № 3. С. 466–476. doi: 10.21638/spbu07.2019.306
- Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1: Верхний Иртыш и Горный Алтай. Ч. 1. Л. : Гидрометеорологическое издательство, 1969. 316 с.
- Русанов В.И. Климат Центрального Алтая : дис. ... канд. геогр. наук. Томск, 1955. 349 с.
- Севастьянов В.В. Климат высокогорных районов Алтая и Саян. Томск : Изд-во Томского ун-та, 1998. 199 с.
- Севастьянов В.В. Эколого-климатические ресурсы Алтае-Саянской горной страны. Томск, 2008. 307 с.
- Тареева А.М. Температура воздуха в высокогорной зоне Кавказа в летний период // Материалы гляциол. исслед.: Хроника. Обсуждения. 1976. Вып. 28. С. 59–65.
- Ganyushkin D., Bantsev D., Derkach E., Agatova A., Nepop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y. Post-Little-Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai // Remote Sens. 2023. V. 15 (8). P. 2186.

References

- Adamenko M.M., Gutak Y.M., Antonova V.A. *Izmenenie klimata i razmerov lednikov v gorakh Kuznetskogo Alatau v 1975-2015 gg.* [Climate change and the size of glaciers in the Kuznetsky Alatau Mountains between 1975 and 2015] // Ice and Snow. 2017. V. 57, No. 3. pp. 334–342. In Russian. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-334-342
- Bantsev D.V., Ovsepyan A.A., Rasputina V.A., Kozachek A.V., Tchikhatchev K.B., Ganyushkin D.A. *Izotopno-gidrologicheskie issledovaniya v bassejne r. Taldura (Yuzhno-Chuyskiy khrebet, Tsentral'nyy Altay)* [The Use of Isotope Indicators in Hydrological Studies in the Taldura River Basin, Central Altai] // [Ice and Snow]. 2023. V. 63, No. 4. pp. 513–524. In Russian. doi: 10.31857/S2076673423040038
- Vserossiyskiy nauchno-issledovatel'skiy institut gidrometeorologicheskoy informatsii – Mirovoy tsentr dannykh (VNIIGMI-MTsD) [All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center (VNIIGMI-WDC)]. URL: <http://meteo.ru>. (Date of accessed: 10.06.2024). In Russian
- Galakhov V.P., Mukhametov R.M. *Ledniki Altaya* [Glaciers of Altai]. Novosibirsk: Science. Sib. Enterprise RAS, 1999. 136 p. In Russian
- Galakhov V.P., Narozhnyy Yu.K., Nikitin S.A., Okishev P.A., Sevast'yanov V.V., Sevast'yanova L.M., Shantyikova L.N., Shurov V.I. *Ledniki Aktru* [Aktru Glaciers]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987. 119 p. In Russian
- Gordeev I.N. *Vertikal'nye gradienty temperatury vozdukh v bassejne Sayano-Shushenskogo vodokhranilishcha* [Vertical gradients of air temperature in the basin of the Sayano-Shushenskoye reservoir] // Tomsk State University Journal. 2011. No. 346. pp. 181–184. In Russian
- Gordeev I.N. *Raschet vesennikh osadkov v gornoy chasti basseyna r. Enisey* [Spring rainfall calculation in the Yenisei river basin mountainous part] // The Bulletin of KrasGAU. 2012. No. 3(66). pp. 106–109. In Russian
- Gorichev Yu.P. *O nekotorykh parametrah mezklimatov, opredelyayushchikh vysotnyuyu differentsiatsiyu lesnykh formatsiy na khrebe Belyagush (Yuzhno-Ural'skiy zapovednik)* [Some parameters of mesoclimates that determine altitude differentiation of forest formations on the Belyagush ridge (South Ural reserve)] // Samara journal of science. 2020. V. 9, No. 4. pp. 49–52. In Russian. doi: 10.17816/snv202094107
- Katalog lednikov SSSR* [Catalog of glaciers of the USSR. V. 15. Altai and Western Siberia. Is. 1. Mountain Altai and Upper Irtysh. Pt. 5. Argut river basin]. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977. pp. 8. In Russian
- Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Lebedeva I.M. et al. *Oledenenie Pamiro-Alaya* [Glaciation of the Pamir-Alai]. Moscow: Nauka. 1993. 256 p. In Russian
- Novikov I.S. *Morfotektonika Altaya* [Morphotectonics of Altai]. Novosibirsk: Publishing house SB RAS, branch “Geo”, 2004. 313 p. In Russian
- Ogureeva G.N. *Botanicheskaya geografiya Altaya* [Botanical geography of Altai]. Moscow: Nauka, 1980. 186 p. In Russian
- Podrezov O.A. *Gornaya klimatologiya i vysotnaya klimaticheskaya zonal'nost' Kyrgyzstana* [Mountain climatology and altitudinal climatic zonation of Kyrgyzstan]. Bishkek: KRSU Publishing House, 2014. 170 p. In Russian
- Ponomarenko P.N. *Atmosfernye osadki Kirgizii* [Atmospheric precipitation in Kyrgyzstan]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976. 135 p. In Russian.
- Pryakhina G.V., Zelepukina E. S., Osipova T.N., Gavrilkina S.A., Solov'yev V.A., Vinogradova T.A. *Sezonnye zakonomernosti raspredeleniya osadkov na territorii Zapadnogo Sayana i ikh ucheta pri modelirovanii stoka* [Seasonal distribution patterns of precipitation on the territory of West Sayan Ridge and their consideration in runoff modeling] // Vestnik of Saint-Petersburg University. Earth Sciences. 2019. V. 64, No. 3. pp. 466–476. doi: 10.21638/spbu07.2019.306. In Russian
- Resursy poverkhnostnykh vod SSSR*. [Resources of surface waters of the USSR. V. 15. Is. 1. Pt 1.] Leningrad: Hydrometeoizdat, 1969. 316 p. In Russian
- Rusanov V.I. *Klimat Tsentral'nogo Altaya: dissertatsiya...kand. geogr. nauk.* [Climate of Central Altai: dissertation...candidate. geogr. Sci.]. Tomsk, 1955. 349 p. In Russian
- Sevast'yanov V.V. *Klimat vysokogornyykh rayonov Altaya i Sayan* [Climate of the high mountain regions of Altai and Sayan]. Tomsk: Tomsk University Publishing House, 1998. 199 p. In Russian

Sevast'yanov V.V. *Ekologo-klimaticheskie resursy Altae-Sayanskoy gornoj strany* [Ecological and climatic resources of the Altai-Sayan mountainous country]. Tomsk, 2008. 307 p. In Russian.

Tareeva A.M. *Temperatura vozdukhа v vysokogornoy zone Kavkaza v letniy period* [Air temperature in the high-mountain zone of the Caucasus in summer] // Materials of glaciol. research: Chronicle. Discussions. 1976. Iss. 28. pp. 59–65. In Russian

Ganyushkin D., Bantsev D., Derkach E., Agatova A., Nepop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y. Post-Little-Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai // Remote Sens. 2023. V. 15 (8). 2186.

Информация об авторах:

Прякина Г.В., кандидат географических наук, доцент, заведующая кафедрой гидрологии суши, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: g65@mail.ru

Осипова Т.Н., кандидат географических наук, старший преподаватель, кафедра климатологии и мониторинга окружающей среды, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: osipovat@mail.ru

Распутина В.А., инженер-исследователь, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: lerasputina88@gmail.com

Банцев Д.В., кандидат географических наук, старший преподаватель, кафедра гидрологии суши, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: bancev-d@yandex.ru

Сыромятина М.В., кандидат географических наук, доцент, кафедра гидрологии суши, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: margarita_soi@rambler.ru

Кузнецова М.Р., ведущий инженер, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия; инженер-исследователь, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: rotefliege@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Pryakhina G.V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Head of Department of Land Hydrology, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia.

E-mail: g65@mail.ru

Osipova T.N., Cand. Sci. (Geography), Senior Lecturer, Department of Climatology & Environmental Monitoring, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia.

E-mail: osipovat@mail.ru

Rasputina V.A., Research Engineer, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia.

E-mail: lerasputina88@gmail.com

Bantsev D.V., Cand. Sci. (Geography), Senior Lecturer, Department of Land Hydrology, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia.

E-mail: bancev-d@yandex.ru

Syromyatina M.V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Land Hydrology, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia.

E-mail: margarita_soi@rambler.ru

Kuznetsova M.R., Lead Engineer, Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; Research Engineer, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia.

E-mail: rotefliege@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests

Статья поступила в редакцию 26.06.2024; одобрена после рецензирования 27.09.2024; принята к публикации 20.11.2025

The article was submitted 26.06.2024; approved after reviewing 27.09.2024; accepted for publication 20.11.2025

Научная статья
УДК 551.594.1
doi: 10.17223/25421379/37/11

ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В ГОРНОМ АЛТАЕ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В 2022–2023 гг.



Константин Николаевич Пустовалов¹, Пётр Михайлович Нагорский²,
Мария Викторовна Оглезнева³, Артыш Алашович Сат⁴, Сергей Васильевич Смирнов⁵

^{1,2,3,4,5} Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

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

¹ const.pv@yandex.ru

² npm_sta@mail.ru

³ oglezneva.m@yandex.ru

⁴ artysh.sat@gmail.com

⁵ smirnov@imces.ru

Аннотация. Проведены комплексные исследования электрического состояния приземного слоя, включающие оценку градиента потенциала фонового электрического поля, концентрации аэроионов и определение степени влияния природных факторов (метеорологические условия, содержание аэрозолей, рельеф местности и т.д.) на территории Горного Алтая в июле 2022–2023 гг. Определены основные факторы, влияющие на изменчивость атмосферно-электрических величин в электрически невозмущенных атмосферных условиях (ясная погода) в горно-степных ландшафтах. Отмечено, что увеличение абсолютной высоты пунктов наблюдений над уровнем моря совпадает с увеличением средних значений градиента потенциала электрического поля и обусловлено различием характеристик атмосферы и кривизны (выпуклая или вогнутая) поверхности в пунктах наблюдений. Концентрация положительных аэроионов также увеличивается с ростом высоты, а отрицательных аэроионов, наоборот, уменьшается. Это увеличение, предположительно, обусловлено усилением ионизации приземного воздуха потоком галактических космических лучей и уменьшением концентрации аэрозолей в воздухе. Уменьшение концентрации отрицательных аэроионов зависит от рельефа местности, влияющего на интенсивность выноса и перемешивания аэроионов, и отсутствия дополнительных локальных источников ионизации. Среднесуточный ход градиента потенциала электрического поля в пунктах наблюдения, расположенных в котловине и на плато, хорошо согласуется (коэффициент корреляции равен 0,67), тогда как в каньоне он сильно отличается от других пунктов из-за сильного влияния на него локальных факторов. Наиболее сложный суточный ход концентраций аэроионов, особенно отрицательных, характерен для каньона, а наиболее простой – для засушливой степи.

Ключевые слова: атмосферное электричество, приземный слой, градиент потенциала, аэроионы, Алтайские горы, рельеф

Благодарности: авторы выражают благодарность руководству государственного природного биосферного заповедника «Убсунурская котловина» за предоставленную возможность проведения научных исследований.

Источник финансирования: работа выполнена в рамках государственного задания ИМКЭС СО РАН, проект № FWRG-2021-0001 (121031300154-1).

Для цитирования: Пустовалов К.Н., Нагорский П.М., Оглезнева М.В., Сат А.А., Смирнов С.В. Электрическое состояние приземного слоя атмосферы в Горном Алтае по данным экспедиционных измерений в 2022–2023 гг. // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 155–172. doi: 10.17223/25421379/37/11

Original article
doi: 10.17223/25421379/37/11

THE ELECTRIC STATE OF THE SURFACE ATMOSPHERE IN THE ALTAI MOUNTAINS ACCORDING TO THE MEASUREMENT DATA IN 2022–2023

Konstantin N. Pustovalov¹, Petr M. Nagorskiy², Mariya V. Oglezneva³, Artysh A. Sat⁴, Sergei V. Smirnov⁵

^{1,2,3,4,5} Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

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

¹ const.pv@yandex.ru

² *npm_sta@mail.ru*³ *oglezneva.m@yandex.ru*⁴ *artysh.sat@gmail.com*⁵ *smirnov@imces.ru*

Abstract. Within the framework of this paper, comprehensive studies of the electrical state of the ground layer were conducted, including an assessment of the background electric field potential gradient, concentration of air ions and determination of the degree of influence of natural factors (meteorological conditions, aerosol content, terrain, etc.) on the territory of the Altai Mountains in July 2022–2023. Field measurements were carried out at three observation sites located at different altitudes above sea level and in different terrain and landscapes. The first observation point was located on a terrace on the right bank of the Katun River in a canyon (the width is 1.5–3 km, escarpments height is about 1 km). The second observation point was located in the central part of the Chuya steppe, which is a flat intermountain basin (length 70 km, width 50 km, average height ~1800 m) with a semi-desert landscape. Site 3 was located on a highlands plateau (~2500 m) with mountainous tundra and alpine meadows near the Mongun-Taiga Mountain Massif (3976 m). Using the field measuring data in the Altai Mountains in July 2022–2023 estimates of the general and daily variability of atmospheric electrical quantities that can be approximately considered representative for the given physical and geographical conditions were obtained. The main factors influencing the variability of atmospheric-electrical quantities in electrically undisturbed atmospheric conditions (fair-weather conditions) in mountain-steppe landscapes was determined. It is noted, that the increase in the absolute altitude above sea level of observation sites coincides with an increase in the average values of the electric field potential gradient and is due to the difference in the characteristics of the atmosphere and the curvature (convex or concave) of the surface at the observation points. The concentration of positive air ion also increases with increasing altitude, and vice versa, the negative air ions concentration decreases. This increase is presumably due to increased ionization of ground air by the flow of galactic cosmic rays and a decrease in the concentration of aerosols in the air. The decrease the concentration of negative air ion depends on the terrain, which affects the intensity of the removal and mixing of air ions, and the absence of additional local sources of ionization. The average daily variation of the electric field potential gradient at observation points located in the basin and on the plateau are in good agreement (correlation coefficient is 0.67), while at the canyon it differs greatly from other points due to the strong influence of local factors on it. The most difficult diurnal cycle of air ion concentrations, especially negative ones, is characteristic of a canyon, and the simplest one is characteristic of an arid steppe.

Keywords: atmospheric electricity, surface layer, potential gradient, air ions, Altai Mountains, terrain.

Acknowledgment: The authors express their gratitude to the management of the Ubsunurskaya Kotlovina State Nature Biosphere Reserve for the opportunity to conduct scientific research.

Source of financing: This study was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, No. FWRG-2021-0001 (121031300154-1).

For citation: Pustovalov K.N., Nagorskiy P.M., Oglezneva M.V., Sat A.A., Smirnov S.V. (2025) The electric state of the surface atmosphere in the Altai Mountains according to the measurement data in 2022–2023. *Geospfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 155–172. doi: 10.17223/25421379/37/11

Введение

В настоящее время исследование мезомасштабной изменчивости электрических характеристик атмосферы является актуальной задачей, поскольку они зависят от взаимодействия геосферных оболочек Земли, играют важную роль в атмосферных и биосферных процессах, а также участвуют в формировании благоприятной среды для проживания человека (в особенности отрицательные лёгкие ионы).

Измерения основных атмосферно-электрических величин — градиента потенциала (напряжённости) электрического поля и электропроводности воздуха дают информацию как об изменчивости электрическом состоянии приземного слоя *in situ*, так и о функционировании всей глобальной

электрической цепи (ГЭЦ) [Chalmers, 1967; Красногорская, 1972; Israël, 1973; Куповыхи др., 1998].

Одной из наиболее важных атмосферно-электрических величин является градиент потенциала (напряжённость) приземного электрического поля. Средняя суточная вариация электрического поля (унитарная вариация), которая соответствует универсальному времени и не зависит от места измерения, а также представляет собой глобальный вклад электрической активности (грозы, осадки, кучевая облачность) в районах «нарушенной погоды»¹ [Harrison, 2013]. При этом вклад региональных и локальных факторов может существенно влиять на изменчивость атмосферно-электрических величин [Bennett, Harrison, 2008; Petrov et al., 2009; Anisimov et al., 2014, 2017; Adzhiev, Kupovykh, 2015; Yaniv et

¹ Под понятием «нарушенная погода» понимаются атмосферные условия, не соответствующие условиям «хорошей погоды»: общее количество облаков ≤ 5 баллов, нет облаков нижнего яруса и вертикального развития, отсутствуют грозы,

осадки, туманы, мгла, метели, пыльные бури или задымления, средняя скорость ветра ≤ 6 м/с.

al., 2016; Afreen et al., 2020; Adzhiev et al., 2021; Tacza et al., 2021; Ahmad et al., 2021]. Поскольку электрическое состояние атмосферы может сильно варьироваться из-за различных природных и антропогенных факторов, для изучения функционирования ГЭЦ необходим мониторинг и анализ изменчивости атмосферно-электрических величин в различных регионах Земли [Nicoll et al., 2019].

Плотность тока в атмосфере, текущего от ионосферы к земной поверхности, напрямую зависит от электропроводности воздуха [Rycroft et al., 2008]. В свою очередь электропроводность воздуха на 96 % определяется содержанием лёгких ионов. При этом основным стоком для лёгких ионов является оседание на аэрозольных частицах (в особенности субмикронных).

Ионы принимают участие во многих атмосферных процессах [Harrison, Tammet, 2008; Hirsikko et al., 2011]. Особая роль ионов заключается в образовании аэрозольных частиц, которые впоследствии становятся ядрами конденсации и могут влиять на электрические параметры атмосферы, погоду и климат [Nepolian et al., 2021; Hirsikko et al., 2011].

Для понимания влияния концентрации аэрозольных частиц на электрические параметры атмосферы необходимо знать источники ионов, находящихся в атмосфере Земли. Ранее исследования позволили установить как глобальные, так и локальные источники образования аэроионов. В нижней атмосфере основными ионизаторами являются фоновое радиоактивное излучение, обусловленное выходом из почвы радона и его дочерних продуктов распада, и галактические космические лучи [Harrison, Tammet, 2008; Israel 1970]. Дополнительная ионизация может происходить в результате действия локальных факторов. К ним можно отнести разбрызгивание воды (эффект Ленарда, или баллоэлектрический эффект) [Chalmers, 1952; Israël 1970], происходящее на берегах водоёмов, причем на морских происходит увеличение содержания положительных аэроионов [Blanchard, 1966], а вблизи водопадов и во время дождя – отрицательных аэроионов [Laakso et al., 2007]. Еще одним механизмом локального образования средних и тяжёлых аэроионов может служить взаимодействие молекулярных кластеров фотохимического происхождения с лёгкими ионами. По данным [Jayaratne et al., 2011; Севостьянов, Грязькин, 2016] выбросы летучих органических соединений (ЛОС) некоторыми видами растений приводят к увеличению концентрации аэроионов.

Изменчивость атмосферно-электрических величин в азиатской части России на сегодняшний день остаётся малоизученной. На огромной территории

Сибири и Дальнего Востока регулярные наблюдения за параметрами атмосферного электричества проводятся всего в пяти пунктах сети Росгидромет (г. Иркутск, г. Южно-Сахалинск, г. Диксон, г. Тикси и ст. Мыс Баранова) [Зайнетдинов, 2018] и нескольких пунктах наблюдений НИИ РАН (г. Томск [Pustovalov et al., 2022]; г. Якутск, г. Нерюнгри, г. Тикси, полигон Ойбенкель [Торопов и др., 2016; Baishev et al., 2017]; с. Паратунка [Smirnov, 2023]). При этом пункты наблюдений расположены, главным образом, на равнинных территориях и побережьях морей. Кроме того, большинство из них находятся вблизи населённых пунктов, влияние которых неизбежно сказывается на измеряемых величинах. Эпизодические наблюдения за атмосферным электрическим полем также проводятся ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН» при наблюдениях за вулканами [Firstov et al., 2020].

Наименее изученными остаются горные районы континентальных частей Сибири и Дальнего Востока, имеющие сложный рельеф и геологическое строение, а также включающие различные природные зоны и типы ландшафтов. Организация пунктов регулярных наблюдений на этих территориях сопряжена с рядом трудностей из-за их труднодоступности и малонаселённости. В связи с этим основным способом их изучения остаются экспедиционные наблюдения.

Цель данной работы – сравнительный анализ изменчивости невозмущённого электрического поля и концентрации аэроионов в электрически невозмущённых атмосферных условиях (условиях «хорошей погоды») в пунктах экспедиционных наблюдений в Горном Алтае.

Материалы и методы исследования

Исследование основано на данных полевых измерений атмосферно-электрических величин (градиента потенциала электрического поля и концентрации аэроионов) в горах Алтая, на территории Республики Алтай и юго-западной части Республики Тыва. Экспедиционные работы проводились в июле 2022 и 2023 гг. в трех пунктах наблюдений (ПН), расположенных на разных высотах и в различных формах рельефа и ландшафтах (рис. 1, 2, табл. 1).

ПН-1 был размещен на террасе долины р. Катунь, на правом берегу. При этом пункт находился на равном удалении от склонов долины – отрогов Семинского (г. Сарлык, 2507 м) и Куминского (г. Ачилман, 2514 м) хребтов. Ширина долины реки в окрестностях ПН-1 изменяется от 1,5 до 3 км, а диапазон высот 0,5–1,5 км (перепад высот 1 км). ПН-2 был расположен в центральной части Чуйской степи, представляющей собой плоскую межгорную котловину с преобладанием полупустынного ландшафта.

Протяжённость Чуйской степи с севера на юг составляет ~40 км, а с запада на восток – ~70 км. ПН-3 располагался на высокогорном плато, представленном горной тундрой и альпийскими лугами, вблизи горного массива Монгун-Тайга (3 976 м). В ~2 км к западу от ПН-3 расположено крупное пресное оз. Хиндиктиг-Холь. Территория измерения ПН-3 располагалась в пределах кластерного участка «Монгун-Тайга», относящегося к государственному природному биосферному заповеднику «Убсунурская котловина».

Формы рельефа, где располагались ПН-1–ПН-3, можно отнести к следующим типам: V-образная горная речная долина, котловина и плато соответственно

(рис. 2). Поскольку Чуйская котловина является относительно ровной и имеет большую протяжённость, а ПН-2 был расположен вблизи её центра, то местность в окрестностях этого пункта можно считать плоской поверхностью. Окрестности ПН-3 можно рассматривать как поверхность с незначительной кривизной. Несмотря на то, что в целом плато считается выпуклой формой рельефа, его центральная часть, где расположен ПН-3, имеет слабую расчленённость и малый уклон. В отличие от предыдущих пунктов, подстилающая поверхность в окрестностях ПН-1 имеет значительную кривизну – сильно вогнута. Причём отношение превышения склонов долины над ПН-1 составляло от 1/3 до 1/2 расстояния до них. Фотографии окрестностей ПН представлены на рис. 3.

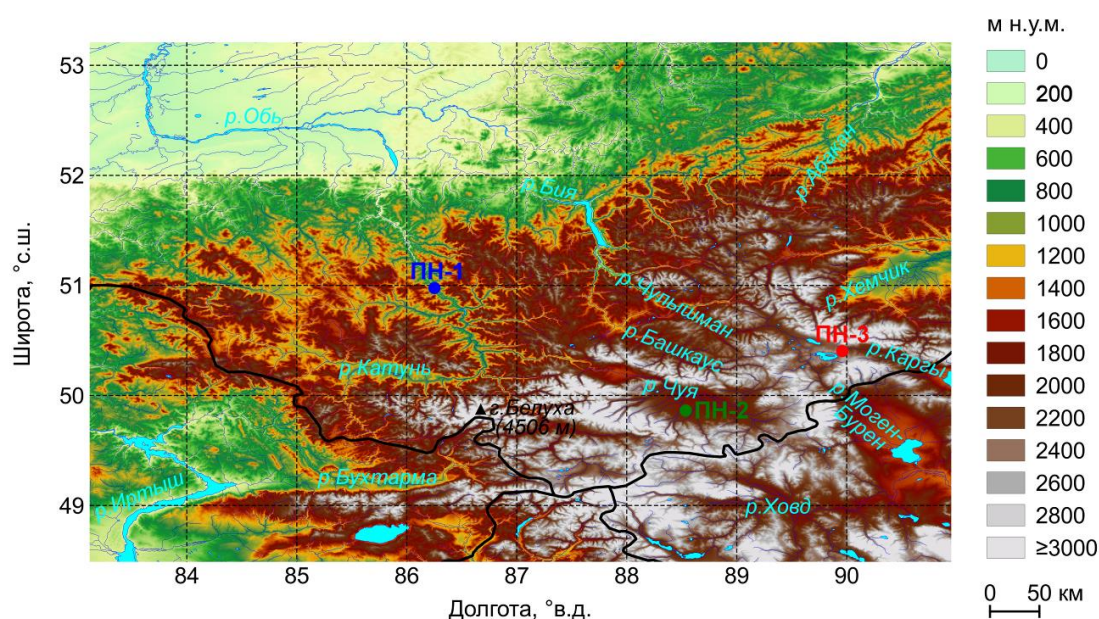


Рис. 1. Территория исследования и расположение на ней ПН-1–ПН-3 (1–3).
На заднем плане абсолютная высота местности по данным цифровой модели рельефа GLOBE
[<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globeget.html>]

Fig. 1. Locations of the study region and observation sites 1–3. The maps are shown based on the global digital elevation model GLOBE [<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globeget.html>]

Таблица 1

Описание пунктов наблюдений

Table 1

Description of observation points

ПН	Расположение	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Высота н.у.м., м	Период наблюдений
1	Россия, Республика Алтай, Чемальский район	50,98	86,27	550	18–23.07.2023
2	Россия, Республика Алтай, Кош-Агачский район	49,84	88,54	1930	9–16.07.2023
3	Россия, Республика Тыва, Монгун-Тайгинский кожуун	50,35	89,95	2490	24–29.07.2022

Экспедиционные работы в описанных выше пунктах проводились, главным образом, при антициклональных синоптических условиях, с которыми была связана ясная или малооблачная погода. Длительность измерений градиента потенциала электрического поля в каждом пункте определялась погодными условиями и составила 5–7 сут (табл. 1). Для проведения экспедиционных работ в каждом из пунктов выбирались открытые однородные участки, репрезентативные для значительной территории и мало подверженные антропогенному влиянию. Измерение градиента потенциала электрического поля ($\nabla\varphi = d\varphi/dz = -E_z$, где φ и E_z – потенциал и вер-

тикальная компонента напряжённости электрического поля) выполнялось с помощью портативного флюксметра EFS-2/50 (ООО «НТЦР», Россия). Данный флюксметр был откалиброван с помощью калибровочного стенда (плоского конденсатора) и приведён к показаниям флюксметра CS110 (Campbell Scientific, США) [<https://www.campbellsci.com/cs110>], работающего в режиме мониторинга в геофизической обсерватории ИМКЭС СО РАН [<https://imces.ru/index.php?rm=news&action=view&id=899>]. EFS-2/50 измеряет $\nabla\varphi$ в диапазоне $0 \dots \pm 20$ кВ/м, с погрешностью $\pm 1\%$ и временным разрешением 1 с. Флюксметр располагался на заземлённом штативе-треноге на высоте 2 м.

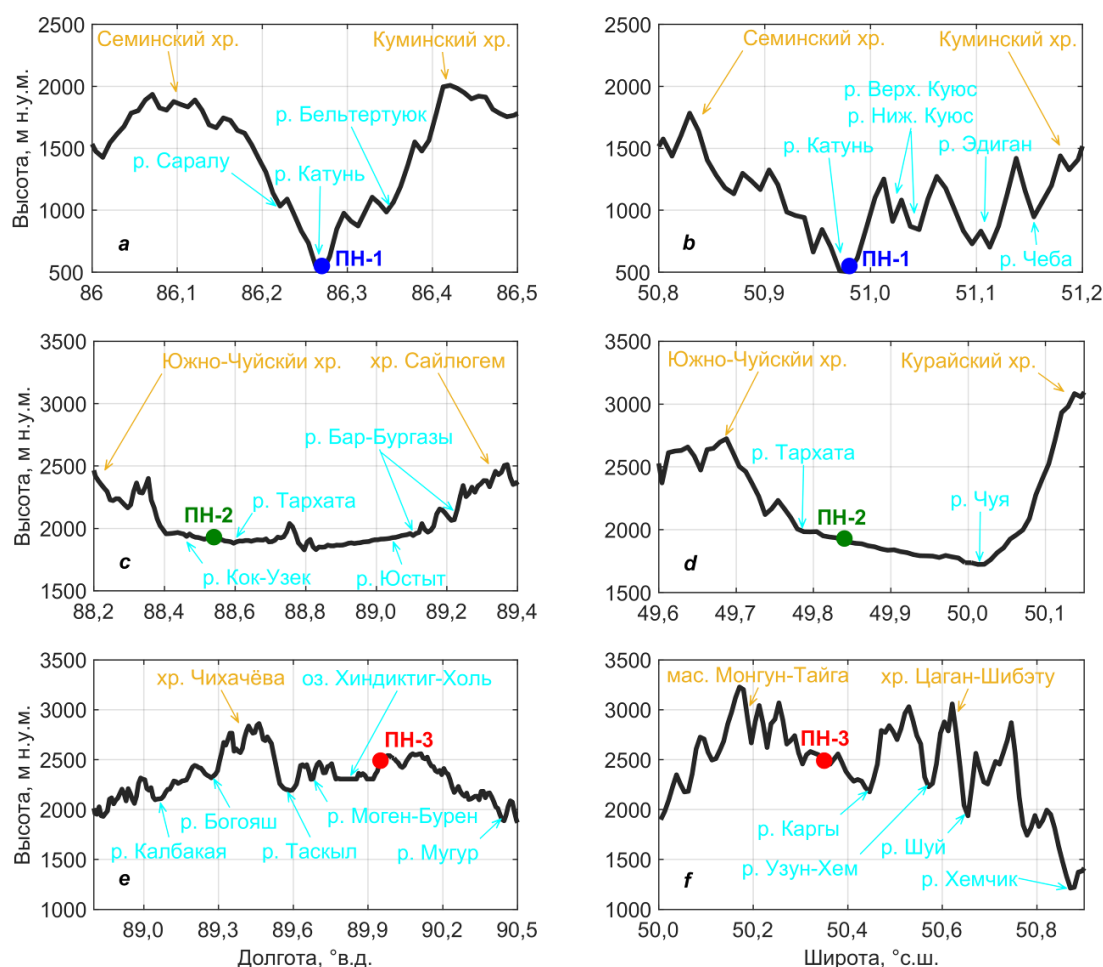


Рис. 2. Долготные (а, с, е) и широтные (b, d, f) профили абсолютной высоты (по данным GLOBE) в окрестностях ПН-1 (а, b), ПН-2 (с, d) и ПН-3 (е, f) соответственно

Fig. 2. West–east (a, c, e) and North–south (b, d, f) profiles indicating variation of absolute height (based on the global digital elevation model GLOBE) near site 1 (a, b), site 2 (c, d) and site 3 (e, f)

Регистрация концентраций положительных (n_+) и отрицательных (n_-) аэроионов производилась счётчиками аэроионов Air Ion Counter Model AIC2 (AlphaLab, США) [<https://www.alphalabinc.com/>

products/aic2/]. AIC2 представляет собой измеритель счётной концентрации ионов, основанный на конструкции трубчатого конденсатора Гердиена и оснащенный вентилятором, который протягивает воздух

через измеритель с калиброванной скоростью. AIC2 измеряет счётную концентрацию в воздухе положительных или отрицательных ионов, подвижность которых превышает $1 \text{ см}^2 \cdot \text{В}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$. Диапазон измерения концентраций ионов составляет $0 \dots 2 \text{ млн см}^{-3}$, точность – $\sim 20 \%$, временное разрешение – 1 с. Использовались два счётчика AIC2, первый из которых измерял n_+ , а второй – n_- . Счётчики размещались на штативах-треногах на высоте 1 м.

Кроме измерения градиента потенциала электрического поля и ионов в каждом из пунктов также производились параллельные измерения основных метеорологических величин и энергетической освещённости в УФ- и видимой областях спектра, содержания аэрозольных частиц ($PM_{2.5}$ и PM_{10}) в воздухе, а также характеристик естественного радиационного фона.

Основные метеорологические величины (температура (t) и относительная влажность (f) воздуха, скорость (V) и направление (D) ветра, суммарная солнечная радиация (Q), атмосферное давление, количество осадков и др.) измерялись с помощью автоматической метеостанции AW003 (Ametast, США) [<https://ametast.com/>] с 1-минутным усреднением.

Приземное содержание субмикронных аэрозольных частиц измерялось с помощью лазерного датчика SDS011 (Shandong Nova Technology, Китай) [<https://www.sdnftech.com/sds011-laser-pm2-5-sensor-product/>]. SDS011, используя принцип светорассеяния, измеряет массовую концентрацию частиц размером $0,3\text{--}10 \text{ мкм}$ в воздухе, на основании чего рассчитываются суммарные концентрации аэрозоля диаметром менее $2,5$ и 10 мкм ($PM_{2.5}$ и PM_{10}). Диапазон измерения $PM_{2.5}$ и PM_{10} составляет $0 \dots 999 \text{ мкг/м}^3$, точность – 15% .

Для косвенной оценки содержания аэрозоля во всём столбе атмосферы, соответствующего измерениям $\nabla\varphi$ и $n_{\pm}$, были использованы данные многоканального фильтрового радиометра NILU-UV-6T (NILU, Норвегия). Радиометр измеряет энергетическую освещённость в ультрафиолетовой (УФ) и видимой спектральных областях на длинах волн 305, 312, 320, 340 и 380 нм и в диапазоне $400\text{--}700 \text{ нм}$. Прилагаемое к прибору программное обеспечение позволяет рассчитывать средние, максимальные и суммарные суточные значения энергетической освещённости в областях УФ-А (315–400 нм), УФ-В (280–315 нм), фотосинтетически активного излучения (400–700 нм), эритемного и биологически активного УФ-излучения, общее содержание озона, а также прозрачность атмосферы на длине волны 340 или 380 нм (CLT), обусловленную облачностью и атмосферным аэрозолем. Поскольку в условиях хорошей погоды

наличие нижней облачности исключается, то изменение CLT обусловлено, главным образом, изменением содержания аэрозоля в столбе атмосферы. В данной работе были использованы значения CLT , рассчитанные для 380 нм: $CLT_{380} = E_{e(\text{изм.})} / E_{e(\text{ясно})} \times 100\%$, где $E_{e(\text{изм.})}$ и $E_{e(\text{ясно})}$ – измеряемая и модельная (ясное небо) энергетическая освещённость.

Для автоматической записи состояния неба и облачного покрова использовалась «all-sky»-камера (камера всего неба). Была использована уличная панорамная IP-камера (SUSIKUM, Китай) с углом обзора 180° , размером сенсора 2 Мп (1920×1080 ; Full HD) и частотой работы около 25 Гц. Камера устанавливалась вертикально на штативе-треноге на высоте 2 м. Запись видеопотока производилась с помощью АНД-видеорегастратора A1004LME (AZISHN, Китай).

Портативные компьютеры (ноутбуки), с помощью которых производилась настройка и запись данных некоторых из приборов, с целью защиты от осадков, ветра и пыли располагались в небольшой палатке полусферической формы на расстоянии около $10\text{--}20 \text{ м}$ от приборов. Электропитание приборов и компьютерной техники в экспедиционных условиях обеспечивалось бензогенератором, который был расположен на расстоянии более 50 м от измерительного оборудования с подветренной стороны. Расположение экспедиционного оборудования в ПН представлено на рис. 3.

Анализ экспериментальных данных заключался в проведении дескриптивного и корреляционно-регрессионного анализа изменчивости $\nabla\varphi$ в пунктах наблюдений как для всех периодов наблюдений, так и для отдельных часовых интервалов. Если за периоды наблюдений отмечались интервалы времени с нарушением условий «хорошей погоды», то они исключались из анализа. Обработка и анализ данных выполнялись в пакете MATLAB (The MathWorks).

Результаты и их обсуждение

Общая изменчивость градиента потенциала электрического поля. Как видно из рис. 4 и табл. 2, среднее значение $\nabla\varphi$ в ПН-1 составляет 48 В/м (медиана 47 В/м), а типичный диапазон его изменчивости, ограниченный интервалом $P_{25}\text{--}P_{75}$, – $37\text{--}56 \text{ В/м}$. В ПН-2 среднее значение $\nabla\varphi$ равно 83 В/м (медиана 82 В/м), а типичный диапазон изменчивости – $64\text{--}99 \text{ В/м}$. В ПН-3 $\nabla\varphi$ в среднем составляет 115 В/м (медиана 112 В/м) и, как правило, колеблется в пределах $96\text{--}129 \text{ В/м}$. Модальные значения градиента потенциала в ПН-1, ПН-2 и ПН-3 приходятся на интервалы $40\text{--}50$, $80\text{--}90$ и $100\text{--}110 \text{ В/м}$ соответственно.



Рис. 3. Расположение измерительного оборудования в пунктах наблюдений 1–3 (а–с)

Fig. 3. Pictures of observation sites: 1 (a), 2 (b), 3 (c)

При сравнении изменчивости градиента потенциала в ПН отметим следующее. Наименьшие значения градиента потенциала летом в условиях «хорошей погоды» отмечаются в ПН-1, имеющем самую низкую высоту над уровнем моря (~600 м) и расположенном в V-образной горной долине. Наибольшие значения $\nabla\varphi$, наоборот, характерны для пункта с самой большой абсолютной высотой – ПН-3 (~2500 м), который находился на плато. Для ПН-2, имеющего промежуточную высоту (~1900 м) и расположенного на относительно плоской поверхности (в центральной части котловины), характерны значения градиента потенциала большие чем в ПН-1, но меньшие чем в ПН-3.

Согласно рис. 4, распределения вероятностей $\nabla\varphi$ в ПН-2 и ПН-3 в целом описываются нормальным законом и имеют подобный вид, однако в последнем из них мода смещена на ~20 В/м относительно первого. Форма подстилающей поверхности в ПН-2 и ПН-3 в целом подобна, однако значительно отличаются абсолютная высота и характеристики атмосферы. Так,

например, среднее атмосферное давление в последнем на ~75 гПа ниже, а прозрачность атмосферы на длине волны 380 нм в послеполуденные часы на ~15 % выше, чем в первом. Предположительно, рост градиента потенциала с абсолютной высотой обусловлен снижением интегрального содержания аэрозоля и, как следствие, электрического сопротивления столба атмосферы.

В ПН-1, где зарегистрированы наименьшие модальные (средние) значения градиента потенциала электрического поля $\nabla\varphi$, значения прозрачности атмосферы CLT_{380} в послеполуденные часы также являются наименьшими, что подтверждает сделанное выше предположение о связи приземного электрического поля и прозрачности атмосферы (интегрального содержания аэрозоля). Однако в отличие от ПН-2 и ПН-3 распределение $\nabla\varphi$ в ПН-1 значительно отличается от нормального – оно является островершинным (имеет положительный эксцесс). При этом размах значений $\nabla\varphi$ в ПН-1 почти в ~2 раза меньше, чем в ПН-2 и ПН-3 (рис. 4),

что можно объяснить дополнительным влиянием кривизны подстилающей поверхности на приземное электрическое поле. Поскольку данный пункт расположен в вогнутой форме рельефа с соотношением глубины и

ширины $\sim 1/2$, то в нём должно происходить разряжение силовых линий электрического поля и, как следствие, занижение градиента потенциала относительно плоской поверхности на той же высоте.

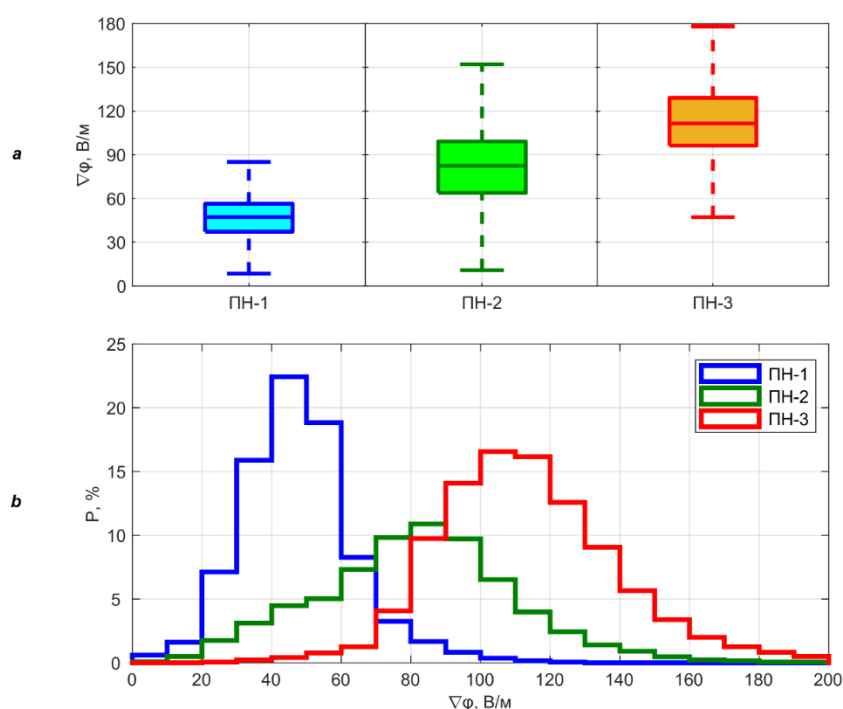


Рис. 4. Диаграммы изменчивости (а) и объединённые гистограммы распределения (б) значений $\nabla\varphi$ в ПН

Fig. 4. Box plot (a) and histogram (b) of the distribution of $\nabla\varphi$ at observation sites

Таблица 2

Основные статистические характеристики изменчивости $\nabla\varphi$ в ПН по данным измерений в 2022–2023 гг.

Table 2

Main statistical parameters of amount variation of $\nabla\varphi$ at sites based on measurement data in 2022–2023

Статистическая характеристика	ПН-1	ПН-2	ПН-3
Среднее	48	83	115
Медиана	47	82	112
Среднеквадратическое отклонение	16	32	31
Межквартильный размах	19	35	33
5-й процентиль	24	34	77
25-й процентиль	37	64	96
75-й процентиль	56	99	129
95-й процентиль	77	131	164

Таким образом, на основании проведенных измерений можно сделать вывод о том, что в Горном Алтае с увеличением абсолютной высоты местности отмечается возрастание приземного электрического поля, которое обусловлено как изменением характеристик атмосферы (в частности, ростом прозрачности атмосферы), так и изменением кривизны поверхности (вогнутая, плоская и выпуклая). Для определения

вклада в формирование приземного электрического поля конкретных факторов требуются дополнительные исследования, в том числе с привлечением численного моделирования.

Кроме того, отмечено, что возрастание градиента потенциала с высотой происходит нелинейно. Так, приращение средних арифметических значений градиента потенциала от ПН-1 к ПН-2 и от ПН-2 к ПН-3

имеют близкие значения – 35 и 32 В/м, хотя соответствующие изменения абсолютной высоты составляют 1380 и 560 м. Исходя из этого значение производной $\nabla\varphi$ по высоте в последнем случае в ~2,5 раза больше, чем в первом. Исходя из сказанного выше, можно сделать вывод о том, что скорость приращения приземного электрического поля при увеличении абсолютной высоты также возрастает.

Общая изменчивость концентрации аэроионов. Согласно табл. 3, среднее арифметическое значение n_+ в ПН-1 равно $19 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ (медиана $3,3 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$), а типичный диапазон её изменчивости, ограниченный интервалом $P_{25}-P_{75}$, составляет $(2-6,5) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$. В ПН-2 среднее значение n_+ составляет $13 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ (медиана $3,6 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$), а типичный диапазон изменчивости – $(2,5-6,7) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$. В ПН-3 n_+ в

среднем равна $35 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ (медиана $6,5 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$) и, как правило, изменяется в диапазоне $(4,4-30) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$. Модальные значения n_+ в ПН-1, ПН-2 и ПН-3 приходятся на интервалы $(1-2) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$, $(2-3) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ и $(4-5) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ соответственно (рис. 5).

Среднее арифметическое значение n_- в ПН-1 равно $5,3 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ (медиана $1,8 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$), а типичный диапазон её изменчивости (интервал $P_{25}-P_{75}$) составляет $(1,2-2,7) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ (табл. 3). В ПН-2 среднее значение n_- составляет $1,9 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ (медиана $1,6 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$), а типичный диапазон изменчивости – $(0,7-2,8) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$. В ПН-3 n_- в среднем равна $0,6 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ (медиана $0,3 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$) и, как правило, изменяется в диапазоне $(0,1-0,9) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$. Модальные значения n_- в ПН-1 приходятся на интервал $(1-2) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$, а в ПН-2 и ПН-3 – менее $1 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ (рис. 6).

Таблица 3

Основные статистические характеристики изменчивости $n_{\pm}$ (10^3 см^{-3}) в ПН по данным измерений в 2022–2023 гг.

Table 3

Main statistical parameters of amount variation of $n_{\pm}$ (10^3 cm^{-3}) at sites based on measurement data in 2022–2023

Статистическая характеристика	ПН-1		ПН-2		ПН-3	
	n_+	n_-	n_+	n_-	n_+	n_-
Среднее	19	5,3	13	1,9	35	0,6
Медиана	3,3	1,8	3,6	1,6	6,5	0,3
Среднеквадратическое отклонение	61	37	34	1,4	78	0,6
Межквартильный размах	6,5	1,5	4,3	2,1	26	0,8
5-й процентиль	1,0	0,4	0,9	0,2	3,0	0,04
25-й процентиль	2,0	1,2	2,5	0,7	4,4	0,1
75-й процентиль	8,5	2,7	6,7	2,8	30	0,9
95-й процентиль	120	9,5	62	4,3	200	1,9

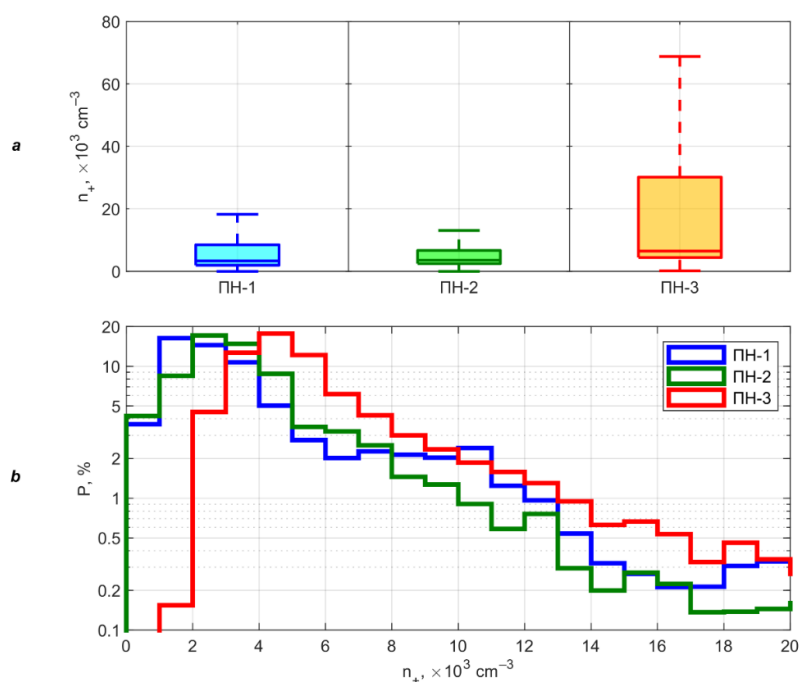


Рис. 5. Диаграммы изменчивости (а) и объединённые гистограммы распределения (б) значений n_+ в ПН

Fig. 5. Box plot (a) and histogram (b) of the distribution of the n_+ at observation sites

Распределения вероятностей положительных ионов n_+ во всех ПН приблизительно можно описать степенной функцией (рис. 2). Во всех распределениях отмечается «тяжелый хвост». Согласно рис. 5, при увеличении значений n_+ в ПН-2 и ПН-3 их повторяемость логарифмически уменьшаются. При этом в ПН-1, расположенном в горной речной долине, распределение значений n_+ имеет более сложный вид, чем в ПН-2 и ПН-3. В частности, уменьшение повторяемости n_+ с ее увеличением происходит значительно медленнее, чем в ПН-2 и ПН-3, также в на диаграмме отмечаются дополнительные моды в интервалах $(10-11) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ и $(19-20) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$. Для ПН-1 также характерно логарифмическое распределение отрицательных ионов n_- (рис. 6). При этом в распределениях n_- в ПН-2 и ПН-3 «тяжелый хвост» отсутствует, а повторяемость значений быстро снижается при их увеличении. Высокая скорость уменьшения повторяемости (производная от функции распределения) значений n_- отмечается в ПН-3, расположенном на плато и имеющем наибольшую

абсолютную высоту. Отмеченные выше особенности распределения n_+ и n_- в ПН-1, вероятно, можно объяснить влиянием локальных фактов в окрестностях этого пункта. Так, на расстоянии менее 500 м от ПН-1 протекает р. Катунь, имеющая на данном участке множество порогов (см. рис. 1, 2). Кроме того, согласно данным ГИН РАН [<http://neotec.ginras.ru/database.html>], вдоль долины р. Катунь проходит активный тектонический разлом. При направлениях ветра от этих дополнительных источников ионизации воздуха может происходить рост n_+ в ПН-1.

При сравнении полученных оценок n_+ в пунктах наблюдений отметим следующее. Минимальные медианные значения n_+ летом в условиях «хорошей погоды» отмечены в ПН-1 с наименьшей абсолютной высотой и расположенном в сильно вогнутой форме рельефа (горная речная долина). Высокие средние значения n_+ в ПН-1 по сравнению с ПН-2 обусловлены влиянием «тяжелого хвоста», при котором в ПН-1 n_+ (P_{95}) в ~ 2 раза выше, чем в ПН-2.

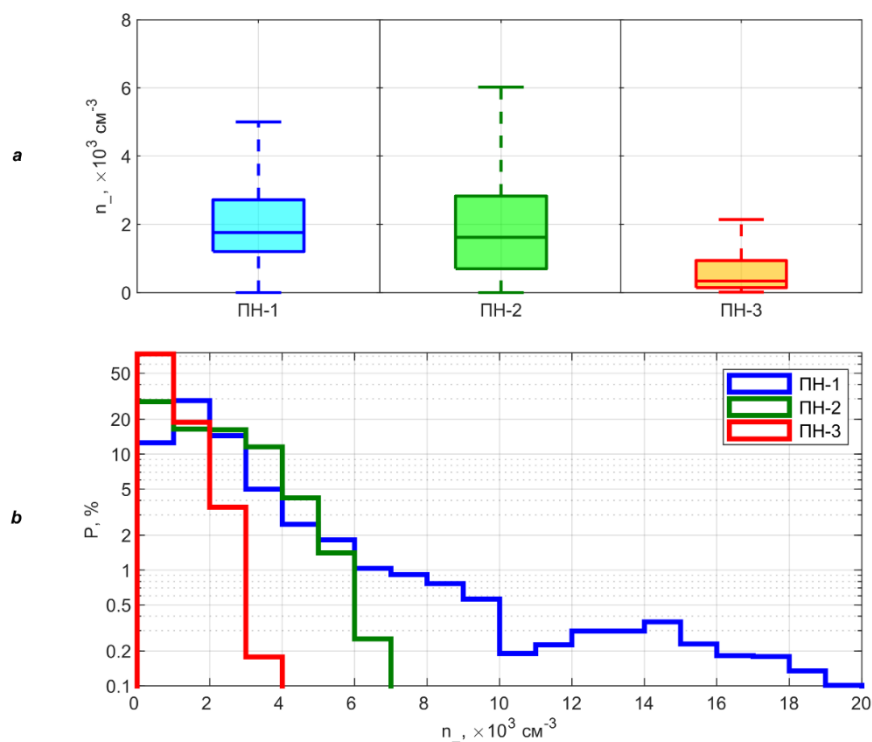


Рис. 6. Диаграммы изменчивости (a) и объединённые гистограммы распределения (b) значений n_- в ПН

Fig. 6. Box plot (a) and histogram (b) of the distribution of the n_- at observation sites

Наибольшие средние арифметические и медианные значения n_+ зарегистрированы в пункте с наибольшей абсолютной высотой – ПН-3. Модальные значения n_+ , так же как и медианы, возрастают при переходе от ПН-1 к ПН-2 и ПН-3. Рост n_+ с увеличением абсолютной высоты местности, но на фиксированной высоте над подстилающей поверхностью (1 м) может объясняться следующими причинами.

Известно, что в атмосфере с увеличением высоты над уровнем моря возрастает плотность потока галактических космических лучей (ГКЛ).

Этот процесс возрастания плотности потока ГКЛ способствует увеличению суммарной интенсивности ионизации воздуха, при этом интенсивность ионизации радоном и его дочерними продуктами распада остается неизменной.

В этом случае большинство образовавшихся положительных ионов под влиянием электродного эффекта в условиях «хорошей погоды» будут накапливаться в приземном слое (вблизи «электрода»), приводя к возрастанию n_+ . Кроме того, во всех ПН отмечаются очень низкие значения концентрации аэрозольных частиц $PM_{2.5}$ и PM_{10} . При переходе от ПН-1 к ПН-2 и ПН-3 они значительно (в 1,5–2 раза) уменьшаются. Как следствие, сток ионов на аэрозоль в пунктах наблюдений незначителен и при переходе от горной долины к котловине и плато он ослабевает, способствуя возрастанию n_+ .

Анализ полученных значений n_- показал обратную зависимость от абсолютной высоты – максимальные средние арифметические (медианные) значения n_- отмечаются в ПН-1, минимальные – в ПН-3, а промежуточные – в ПН-2. Модальные значения n_- также уменьшаются при переходе от ПН-1 к ПН-2 и ПН-3. Вероятно, уменьшение значений n_- с увеличением абсолютной высоты местности связано со следующими условиями. Отрицательные ионы, образовавшиеся в результате ионизации молекул воздуха, в отличие от положительных, не задерживаются в приземном слое, а выносятся в более высокие слои атмосферы под влиянием нескольких факторов: электродного эффекта (в условиях «хорошей погоды»), конвективного переноса и турбулентного перемешивания. Увеличение общей интенсивности ионообразования за счет дополнительных источников/процессов может способствовать повышению n_- в приземном слое. Так, вблизи ПН-1 находится бурная горная река и активный тектонический разлом, которые могут способствовать дополнительному ионообразованию, а сам пункт расположен в узкой горной долине (рис.

1 и 2). Вогнутые формы рельефа также могут способствовать повышению n_- : здесь имеет место пониженные величины приземного электрического поля (см. выше), а слабый воздухообмен и, как следствие, более медленный вынос отрицательных ионов в вышележащие слои атмосферы способствуют накоплению n_- .

Таким образом, можно сделать вывод о том, что при увеличении высоты местности над уровнем моря в Горном Алтае происходит увеличение концентрации положительных ионов (медианных и модальных значений) и уменьшение отрицательных (средних арифметических, медианных и модальных значений). Увеличение n_+ с ростом абсолютной высоты, вероятно, обусловлено усилением общей ионизации воздуха ГКЛ и снижением концентрации аэрозольных частиц в воздухе, а уменьшение n_- – формой рельефа и отсутствием дополнительных локальных источников ионизации (горная река, водопад, тектонические разломы и др.), наиболее сильно влияющих на концентрацию отрицательных ионов.

Суточная изменчивость градиента потенциала электрического поля. Согласно рис. 7, в ПН-2 и ПН-3 суточный ход градиента потенциала хорошо согласуется (коэффициент корреляции Пирсона равен 0,67). Основной максимум суточного хода $\nabla\phi$ в этих ПН приходится на послеполуденные и вечерние часы (~16.00 и 17.00 местного времени соответственно), а основной минимум отмечается вблизи полуночи (~23.00 и 00.00 соответственно). Кроме того, в ПН-2 и ПН-3 во время интенсивного прогрева подстилающей поверхности и приземного воздуха (~08.00–12.00; рис. 7, 8) прослеживается быстрое возрастание градиента потенциала с последующим небольшим снижением – вторичный максимум и минимум.

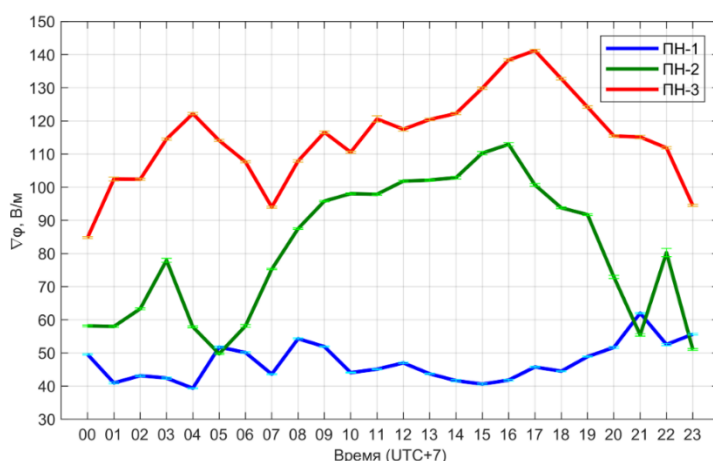


Рис. 7. Суточные вариации среднечасовых значений $\nabla\phi$ в ПН. На рисунках ширина доверительного интервала соответствует $\pm t \cdot \delta$, равному произведению t -значения Стьюдента (t) и стандартной ошибки среднего ($\delta = \sigma/\sqrt{N}$, где σ – среднеквадратическое отклонение, N – длина выборки)

Fig. 7. Diurnal variation in hourly means of $\nabla\phi$ at observation sites.

In the figures, the width of the confidence interval $\pm t \cdot \delta$ is determined by the multiplication of the Student's t -value (t) and the standard error of the mean ($\delta = \sigma/\sqrt{N}$, where σ – standard deviation, N – sample length)

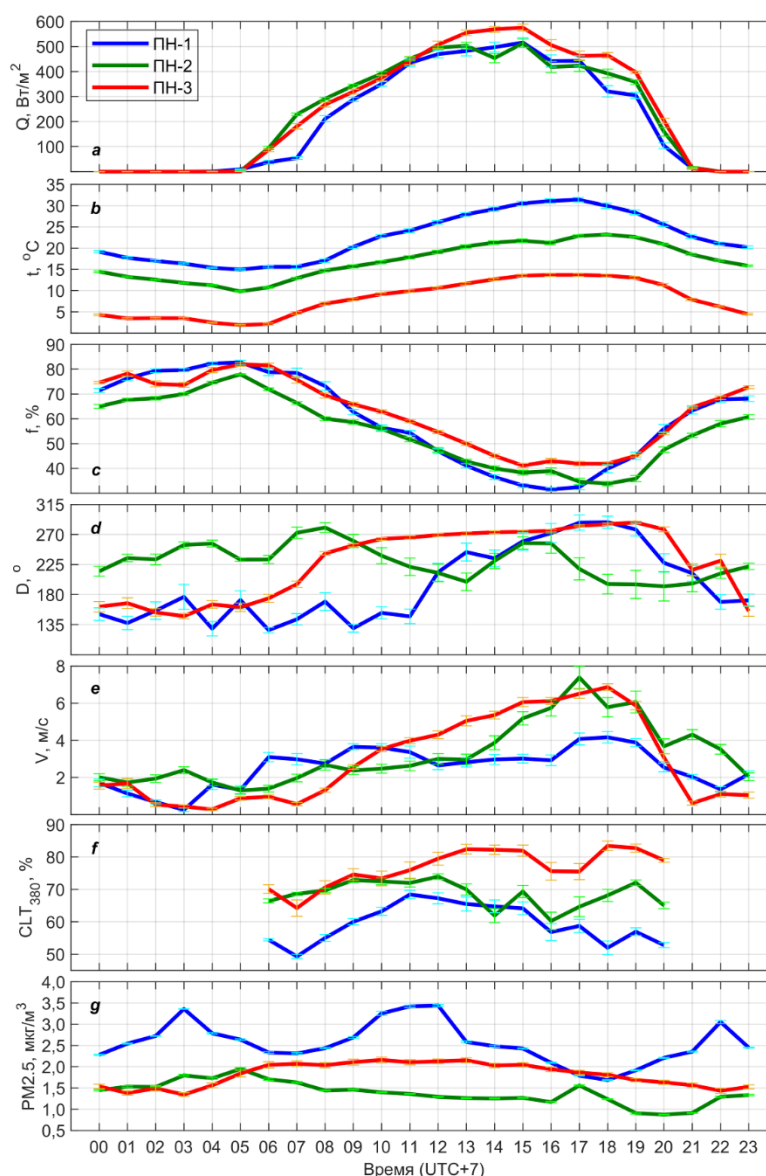


Рис. 8. Суточные вариации среднечасовых значений потока суммарной солнечной радиации (а), температуры воздуха (б), относительной влажности воздуха (с), направления ветра (д), скорости ветра (е) прозрачности атмосферы на длине волны 380 нм (ф), массовой концентрации аэрозольных частиц $PM_{2.5}$ (г) в ПН

Fig. 8. Diurnal variation in hourly means of solar irradiance (a), air temperature (b), relative humidity (c), wind direction (d), wind speed (e), atmospheric transparency at 380 nm (f), mass concentration of $PM_{2.5}$ (g) at observation sites

Отмеченные выше экстремумы отсутствуют в унитарной вариации электрического поля, но при этом отмечаются во многих континентальных пунктах наблюдений, в особенности в городских [Israël, 1973; Yaniv et al., 2016; Afreen et al., 2020; Ahmad et al., 2021; Pustovalov et al., 2022]. Они обусловлены действием конвективного генератора – увеличением концентрации аэрозоля и уменьшением локальной проводимости при развитии конвекции [Anisimov et al., 2017].

Однако в исследуемых ПН эти экстремумы выражены значительно слабее, чем в ближайшем стационарном пункте наблюдений $\nabla\phi$ (ГО ИМКЭС; г. Томск) [Pustovalov et al., 2022].

Предположительным объяснением этого является меньшая по сравнению с городским пунктом наблюдения аэрозольная загрязнённость в ПН-2 и ПН-3. Кроме того, в ПН-2 и ПН-3 перед рассветом (~3.00 и 4.00 соответственно) отмечается дополнительный

ярко выраженный максимум, который, наоборот, не отмечается в ГО ИМКЭС, но примерно соответствует максимуму кривой Карнеги. Данный эффект сложно объяснить влиянием только локальных факторов (см. рис. 8). При этом он наиболее сильно проявляется на высокогорном плато (ПН-3). Исходя из вышесказанного, можно предположить, что максимум перед рассветом связан с проявлением унитарной вариации.

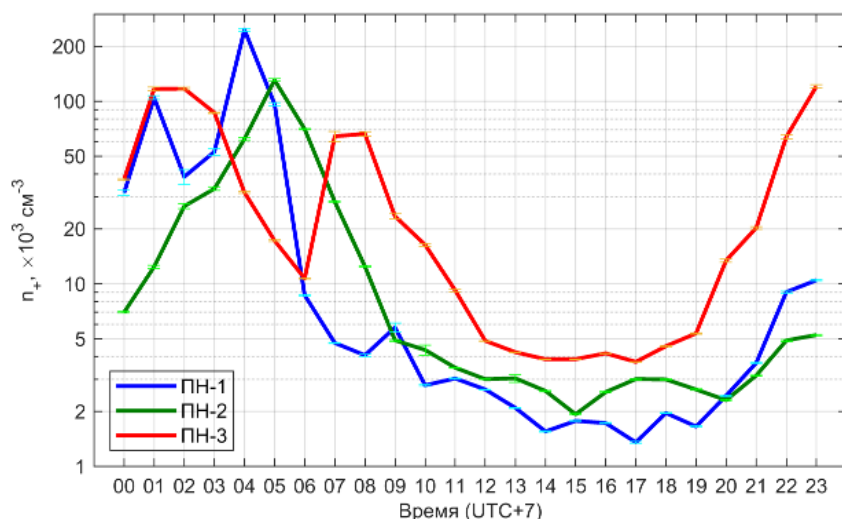
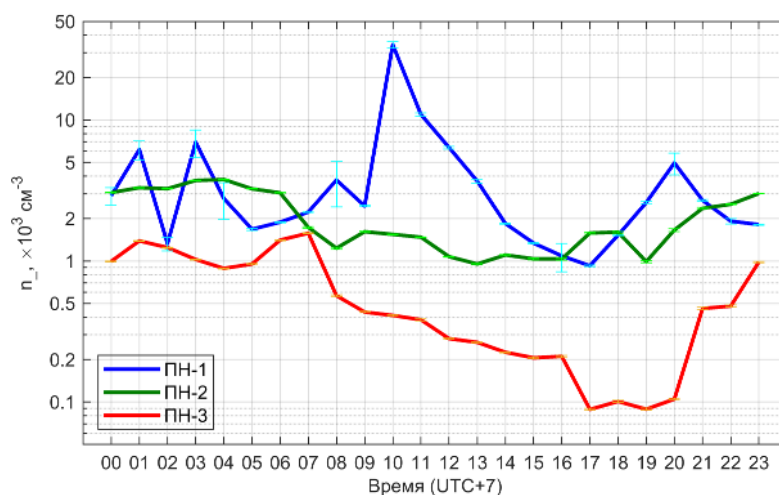
Суточная изменчивость градиента потенциала электрического поля в ПН-1 значительно отличается от ПН-2 и ПН-3 (коэффициент корреляции Пирсона равен $-0,40$ и $-0,30$ соответственно). В частности, основной максимум $\nabla\varphi$ выражен слабо и сдвинут на позднее вечернее время (~ 21.00). Он отмечается на 5 и 4 ч позднее чем в ПН-2 и ПН-3. При этом время наступления основного максимума $\nabla\varphi$ в ПН-1 и ГО ИМКЭС совпадает. И наоборот, вторичный максимум и минимум градиента потенциала, которые наблюдаются во время интенсивного прогрева подстилающей поверхности и приземного воздуха ($\sim 08.00-12.00$), в ПН-1 проявляются сильнее, чем в ПН-2 и ПН-3. Во всех пунктах наблюдений перед рассветом отмечается дополнительный максимум $\nabla\varphi$, однако в ПН-1 он запаздывает относительно ПН-2 и ПН-3 на 1 и 2 ч соответственно. Кроме того, в послеполуденные часы ($13.00-16.00$) в ПН-1 зарегистрирован дополнительный минимум $\nabla\varphi$, который не отмечается в экспедиционных пунктах наблюдений и ГО ИМКЭС. Основной причиной отмеченных отличий суточного хода градиента потенциала в ПН-1 от аналогичного суточного хода в ПН-2 и ПН-3 является расположение первого в узкой горной долине. Вогнутый рельеф определяет укороченный период солнечного сияния, замедленный прогрев в утренние часы и, следовательно, более слабое перемешивание воздуха в ПН-1. Кроме того, в ПН-1 ярко проявляется местная (горно-долинная) циркуляция, под влиянием которой вечером, ночью и утром доминируют южные направления ветра, а в дневное время – западные (рис. 8). Последнее, в свою очередь, влияет на изменение концентрации аэрозольных частиц и аэроионов в воздухе. Исходя из отмеченного выше, можно сделать вывод о том, что суточные вариации приземного электрического поля в узких горных долинах (ущельях) сильно отличаются от аналогичных вариаций в других формах горного рельефа, что, главным образом, обусловлено закрытостью горизонта.

Суточная изменчивость концентрации аэроионов. На основе проведенных измерений (с вре-

менным разрешением 1 с) концентраций положительных и отрицательных аэроионов в ПН были рассчитаны средние их значения для каждого часа в течение суток (рис. 9, 10). В ПН в дневное время (после полудня), как правило, наблюдаются пониженные значения концентрации аэроионов обеих полярностей, а ночью и утром – повышенные. Полученный результат хорошо согласуется с результатами подобных исследований других авторов [Retalis, 1983; Arshinov et al., 2022]. При этом суточный ход $n_{\pm}$ в ПН находится в противофазе ходу $\nabla\varphi$, что объясняется их обратной связью.

Дневной минимум $n_{\pm}$ связан с прогревом подстилающей поверхности, который способствует развитию неустойчивой стратификации атмосферы и приводит к развитию конвективных процессов и турбулентности. Конвекция и турбулентность, в свою очередь, перемешивают дочерние продукты распада радона и аэрозоль в воздухе, приводя к снижению интенсивности ионообразования в приземном слое, усилению стока образовавшихся аэроионов на аэрозоль, а также выносу ионов в вышележащие слои атмосферы (в особенности отрицательных). Ночной/утренний максимум, наоборот, обусловлен ослаблением (прекращением) конвективных и турбулентных движений и преимущественно устойчивой стратификацией в атмосфере, приводящих к осаждению аэрозольных частиц и повышению концентрации дочерних продуктов распада радона в приземном слое. Кроме факторов, описанных выше, значительное влияние на суточный ход $n_{\pm}$ оказывают физико-географические условия в ПН. Наиболее простой суточный ход концентрации положительных аэроионов отмечен в ПН-2, расположенном в обширной котловине с большой высотой над уровнем моря (более 1900 м), на удалении от горных хребтов и водных объектов, на участке с плоской каменистой поверхностью и полупустынным ландшафтом. Для этого пункта характерен суточный ход, $n_{\pm}$ имеет вид простой волны с утренним максимумом (в период рассвета) и послеполуденным/вечерним минимумом (рис. 9, 10).

Более сложный ход $n_{\pm}$ был отмечен в ПН-3 (рис. 9, 10). В данном пункте на фоне общего возрастания концентрации $n_{\pm}$ в ночные и утренние часы отмечаются дополнительные максимумы (в ~ 23.00 , $01.00-02.00$ и $07.00-08.00$ местного времени) и минимумы (в ~ 00.00 и $04.00-06.00$). Периоды времени, в которые отмечаются максимумы $n_{\pm}$, в целом соответствуют периодам времени минимумов $\nabla\varphi$ и наоборот.

Рис. 9. Суточные вариации среднечасовых значений n_+ ионов в ПНFig. 9. Diurnal variation in hourly means of n_+ at observation sitesРис. 10. Суточные вариации среднечасовых значений n_- в ПНFig. 10. Diurnal variation in hourly means of n_- at observation sites

Исходя из этого, можно сделать вывод о том, что зарегистрированная динамика $n_{\pm}$ обусловлена естественными причинами и не связана с инструментальными ошибками измерений аэроионов в период повышенной влажности воздуха во время рассвета. Помимо механизмов, описанных выше, дополнительное влияние на динамику $n_{\pm}$ в ПН-3, по-видимому, также оказывает бризовая циркуляция, выражающаяся в циклическом изменении направления и скорости ветра (см. рис. 8). Так, в ~21.00–07.00 местного времени в условиях «хорошей погоды» в пункте отмечаются южные направления ветра, а в ~08.00–20.00 – западные. При этом ПН-3 расположен в относительной близости от оз. Хиндиктик-Холь (в ~2 км к западу) и более мелких озёр и заболоченной территории у подножия массива Монгун-Тайга (в ~3–5 км к югу и юго-

востоку). Известно, что над обводнёнными территориями (водными объектами) затруднен выход (эманация) радона [Смирнов, 1992; Szegvary et al., 2007]. Как следствие, переносимые от них объёмы воздуха будут иметь пониженное содержание дочерних продуктов распада радона. Периодам времени с минимумами $n_{\pm}$ в ПН-3 в целом соответствуют направлениям ветра от озёр и болот. Наиболее ярко эта связь проявляется в динамике n_- в вечернее время, когда минимальным значениям этой величины соответствует наиболее сильный ветер (~6 м/с), дующий от оз. Хиндиктик-Холь.

Наиболее сложный суточный ход $n_{\pm}$ (см. рис. 9, 10), так же как суточный ход $\nabla\varphi$, отмечается в ПН-1, расположенном в горной долине. В этом пункте в динамике $n_{\pm}$ в ночные и ранние утренние часы также отмечаются

максимумы и минимумы $n_{\pm}$, подобные зарегистрированным в ПН-3, однако время их наступления значительно отличается. Кроме того, в период интенсивного прогрева подстилающей поверхности и приземного слоя (~10.00–12.00 местного времени) и перед закатом (~19.00–21.00) в динамике $n_{\pm}$ отмечаются дополнительные ярко выраженные максимумы. Объяснением сложной динамики аэроионов в ПН-1, предположительно, является влияние на неё горно-долинной циркуляции. Схожий эффект влияния кататического ветра (стоковые ветры, горно-долинная циркуляция) на повышение концентраций положительных ионов были обнаружены в [Kamra et al., 2015; Nepolian, 2021]. Так, в ~22.00–11.00 отмечаются южные направления ветра, а в ~12.00–21.00 – западные (см. рис. 8).

Суточная изменчивость характеристик ветра, в свою очередь, обуславливает изменчивость содержания в воздухе аэрозольных частиц и дочерних продуктов распада радона, выделяющегося из почвогрунтов. Кроме того, как было показано выше, вблизи ПН-1 расположена горная река, являющаяся дополнительным источником ионизации, и активный тектонический разлом, где происходит интенсивное поступление в воздух радона и его производных.

При соответствующих направлениях ветра должно происходить возрастание концентрации аэроионов в пункте вследствие их переноса от источника ионизации или ионизации воздуха непосредственно в пункте принесёнными дочерними продуктами распада радона соответственно. Так, дополнительные максимумы $n_{\pm}$ в околополуденные и вечерние часы, о которых говорилось выше, соответствуют периодам смены направления ветра с южного на западное, и наоборот.

Таким образом, в целом для территории Горного Алтая (на примере ПН) характерна повышенная концентрация аэроионов в ночное/утреннее время и пониженная – в дневное/вечернее. Однако значительное влияние на суточную изменчивость $n_{\pm}$ оказывают физико-географические условия районов наблюдений, в особенности рельеф и близость водных объектов. Наиболее сложный суточный $n_{\pm}$ отмечен в горной долине.

Заключение

Представлен анализ данных экспедиционных измерений градиента потенциала электрического поля,

концентраций положительных и отрицательных аэроионов, а также основных метеорологических величин, характеристик солнечного излучения и содержания аэрозоля в воздухе на территории Горного Алтая в июле 2022–2023 гг.

Получены оценки средних значений и типичной изменчивости величин как в целом за периоды наблюдений, так и в течение суток в трёх пунктах наблюдений, расположенных в разных формах рельефа и на различных высотах над уровнем моря. Выделены основные факторы, влияющие на изменчивость атмосферно-электрических величин в электрически невозмущённых атмосферных условиях (условия «хорошей погоды») в горно-степных ландшафтах.

Было установлено:

1. При увеличении абсолютной высоты местности происходит возрастание средних значений градиента потенциала в электрически невозмущённых атмосферных условиях (условия «хорошей погоды»), обусловленное различием характеристик атмосферы и кривизной поверхности в пунктах наблюдений.

2. Концентрация положительных аэроионов при увеличении высоты местности над уровнем моря также увеличивается с $3,6 \text{ см}^{-3}$ в долине реки до $6,5 \text{ см}^{-3}$ на высокогорном плато, и наоборот, концентрация отрицательных уменьшается с $1,8$ до $0,3 \text{ см}^{-3}$ соответственно. Рост концентрации положительных аэроионов с высотой, предположительно, обусловлен усилением ионизации приземного воздуха потоком галактических космических лучей и уменьшением концентрации аэрозоля.

3. Уменьшение концентрации отрицательных аэроионов зависит от формы рельефа, влияющей на интенсивность выноса и перемешивания аэроионов, и отсутствием дополнительных локальных источников ионизации.

4. Осреднённый суточный ход градиента потенциала электрического поля в пунктах наблюдений, расположенных в котловине и на плато, хорошо согласуется между собой (коэффициент корреляции 0,67) и с унитарной вариацией, в то время как в пункте наблюдения в горной долине сильно отличается от других пунктов из-за сильного влияния на него локальных факторов.

5. Наиболее сложный суточный ход концентраций аэроионов, в особенности отрицательных, также характерен для горной (речной) долины, а наиболее простой – для засушливой котловины.

Список источников

- Зайнетдинов Б.Г. Результаты наблюдений за электрическими характеристиками приземного слоя атмосферы в полярном регионе // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 2018. Вып. 588. С. 47–61.
- Красногорская Н.В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения. Л. : Гидрометеиздат, 1972. 323 с.
- Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М. Теория электродного эффекта в атмосфере. Таганрог : Таганрогский радиотехнический университет, 1998. 123 с.
- Севостьянов В.А., Грязькин А.В. Оценка аэроионной способности древесных растений для создания локальных фитологических ингаляторов // Успехи современного естествознания. 2016. № 9. 82–86.

- Смирнов В.В.** Ионизация в тропосфере. СПб. : Гидрометеиздат, 1992. 309 с.
- Торопов А.А., Козлов В.И., Каримов Р.Р.** Вариации атмосферного электрического поля по наблюдениям в Якутске // Наука и образование. 2016. № 2 (82). С. 58–65.
- Adzhiev A.K., Kupovykh G.V.** Measurements of the atmospheric electric field under high-mountain conditions in the vicinity of Mt. Elbrus // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2015. V. 51. P. 633–638.
- Adzhiev A.Kh., Klovo A.G., Kudrinskaya T.V., Kupovykh G.V., Timoshenko D.V.** Diurnal variations of the electric field in the atmospheric boundary layer // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021. V. 57. P. 397–405.
- Afreen S., Victor N.J., Bashir G., Chandra S., Ahmed N., Siingh D., Singh R.P.** First observation of atmospheric electric field at Kashmir valley North Western Himalayas, Srinagar (India) // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2020. V. 211. P. 105481.
- Ahmad N., Gurmani S.F., Basit A., Shah M.A., Iqbal T.** Impact of local and global factors and meteorological parameters in temporal variation of atmospheric potential gradient // *Advances in Space Research*. 2021. V. 67. P. 2491–2503.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Shikhova N.M., Afinogenov K.V.** Electricity of the convective atmospheric boundary layer: field observations and numerical simulation // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2014. V. 50. P. 390–398.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Mareev E.A.** Electrodynamical properties and height of atmospheric convective boundary layer // *Atmos. Res.* 2017. V. 194. P. 119–129.
- Arshinov M., Belan B., Garmash O., Davydov D.K., Demakova A., Ezhova E., Kozlov A., Kulmala M., Lappalainen H., Petäjä T.** Correlation between the concentrations of atmospheric ions and radon as judged from measurements at the Fonovaya Observatory // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2022. V. 35 (1). P. 36–42. doi: 10.15372/AOO20220102.
- Baishev D.G., Samsonov S.N., Moiseev A.V., Boroev R.N., Stepanov A.E., Kozlov V.I., Korsakov A.A., Toropov A.A., Yoshikawa A., Yumoto K.** Monitoring and investigating space weather effects with meridional chain of instruments in Yakutia: a brief overview // *Solar-Terrestrial Physics*. 2017. V. 3 (2). P. 25–33.
- Bennett A.J., Harrison R.G.** Variability in surface atmospheric electric field measurements. *Journal of Physics: Conference Series*. 2008. V. 142. P. 012046.
- Blanchard D.C.** Positive space charge from the sea // *J. Aerosol Sci.* 1966. V. 23. P. 507–515.
- Chalmers J.A.** Negative electric fields in mist and fog // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1952. V. 2. P. 155–159.
- Chalmers J.A.** Atmospheric electricity. Oxford: Pergamon Press, 1967. 515 p.
- Firstov P.P., Malkin E.I., Akbashev R.R., Druzhin G.I., Cherneva N.V., Holzworth R.H., Uvarov V.N., Stasiy I.E.** Registration of atmospheric-electric effects from volcanic clouds on the Kamchatka peninsula (Russia) // *Atmosphere*. 2020. V. 11. P. 634.
- Harrison R.G., Tammet H.** Ions in the terrestrial atmosphere and other solar system atmospheres // *Space Sci. Rev.* 2008. V. 137. P. 107–118. doi: 10.1007/s11214-008-9356-x.
- Harrison R.G.** The Carnegie Curve. *Surveys in geophysics*. 2013. V. 34. P. 209–232.
- Hirsikko A., Nieminen T., Gagne S., Lehtipalo K., Manninen H. E., Ehn M., Horrak U., Kerminen V.-M., Laakso L., McMurry P.H., Mirme A., Mirme S., Petaja T., Tammet H., Vakkari V., Vana M., Kulmala M.** Atmospheric ions and nucleation: A review of observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11 (2). P. 767–798. doi: 10.5194/acp-11-767-2011.
- Israël H.** Atmospheric electricity // Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations, 1970. 317 p.
- Israël H.** Atmospheric electricity. Vol. 2: Fields, Charges, Currents. Jerusalem : Israel Program for Scientific Translations, 1973. 365 p.
- Jayarathne E.R., Ling X., Morawska L.** Role of vegetation in enhancing radon concentration and ion production in the atmosphere // *Environ. Sci. Technol.* 2011. V. 45 (15). P. 6350–6355. doi: 10.1021/es201152g.
- Kamra A.K., Siingh D., Gautam A.S., Kanawade V.P., Tripathi S.N., Srivastava A.K.** Atmospheric ions and new particle formation events at a tropical location, Pune, India // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2015. V. 141 (693). P. 3140–3156. doi: 10.1002/qj.2598.
- Laakso L., Hirsikko A., Groenholm T., Kulmala M., Luts A., Parts T.-E.** Waterfalls as sources of small charged aerosol particles // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7. P. 2271–2275. doi: 10.5194/acp-7-2271-2007.
- Nicoll K., Harrison R., Barta V., Bor J., Brugge R., Chillingarian A., Chum J., Georgoulas A., Guha A., Kourtidis K., Kubicki M., Mareev E., Matthews J., Mkrtchyan H., Odzimek A., Raulin J.-P., Robert D., Silva H.G., Tacza J., Yairn Y., Yaniv R.** A global atmospheric electricity monitoring network for climate and geophysical research. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2019. V. 184. P. 18–29.
- Tacza J., Raulin J.-P., Morales C., Macotela E., Marun A., Fernandez G.** Analysis of long-term potential gradient variations measured in the Argentinian Andes // *Atmospheric Research*. 2021. V. 248. P. 105200.
- Nepolian J.V., Siingh D., Singh R.P., Gautam A., Gautam S.** Analysis of positive and negative atmospheric air ions during new particle formation (NPF) events over urban city of India // *Aerosol Science and Engineering*. 2021. V. 5. P. 460–477. doi: 10.1007/s41810-021-00115-4
- Petrov A.I., Petrova G.G., Panchishkina I.N.** Profiles of polar conductivities and radon-222 concentration in the atmosphere by stable and labile stratification of surface layer // *Atmos. Res.* 2009. V. 91. P. 206–214.
- Pustovalov K.N., Nagorskiy P.M., Oglezneva M.V., Smirnov S.V.** The electric field of the undisturbed atmosphere in the South of Western Siberia: A case study on Tomsk // *Atmosphere*. 2022. V. 13. P. 614.
- Retalis D.A.** Study of large ions concentration in the air above Athens. // *Arch. Met. Geoph. Biocl. A*. 1983. V. 32. P. 135–143. doi: 10.1007/BF02272718
- Rycroft M.J., Harrison R.G., Nicoll K.A., Mareev E.A.** An overview of Earth's Global Electric Circuit and atmospheric conductivity // *Space Sci. Rev.* 2008. V. 137. P. 83–105. doi: 10.1007/s11214-008-9368-6
- Smirnov S.** Atmospheric electricity measurements in the Pacific Northwest, Russia // *Applied Sciences*. 2023. V. 13. P. 2571.
- Szegvary T., Conen F., Stöhlker U., Dubois G., Bosse P., de Vries G.** Mapping terrestrial γ -dose rate in Europe based on routine monitoring data // *Radiat. Meas.* 2007. V. 42. P. 1561–1572.
- Yaniv R., Yair Y., Price C., Katz Sh.** Local and global impacts on the fair-weather electric field in Israel // *Atmospheric Research*. 2016. V. 172–173. P. 119–125.

References

- Zainetdinov B.G. *Rezultaty nablyudeniya za elektricheskimi kharakteristikami prizemnogo sloya atmosfery v polyarnom regione* [Results of observations of the electrical characteristics of the surface layer of the atmosphere in the polar region] // Proceedings of the Voeikov Main geophysical Observatory. 2018. No. 588. pp. 47–61. In Russian
- Krasnogorskaya N.V. *Elektrichestvo nizhnikh sloyev atmosfery i metody yego izmereniya* [Electricity of the Lower Layers of the Atmosphere and Methods of Its Measurement]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1972. 323 p. In Russian
- Kupovykh G.V., Morozov V.N., Shvarts Y.M. *Teoriya elektrodnoy efekta v atmosfere* [Theory of the Electrode Effect in the Atmosphere]. Taganrog: Taganrog Radiotechnical University, 1998. 124 p. In Russian
- Sevostyanov V.A., Gryazkin A.V. *Otsenka aeroionnoy sposobnosti drevesnykh rasteniy dlya sozdaniya lokal'nykh fitologicheskikh ingalyatoriyev* [Assessment of aero ionic ability of wood plants for creation local phytological inhalatoriums] // Advances in current natural sciences. 2016. № 9. pp. 82–86. In Russian
- Smirnov V.V. *Ionizatsiya v troposfere* [Ionization in the troposphere]. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1992. 309 p. In Russian
- Toropov A.A., Kozlov V.I., Karimov R.R. *Variatsii atmosfernogo elektricheskogo polya po nablyudeniya v Yakutske* [Variations of the atmospheric electric field by observations in Yakutsk] // Nauka i obrazovaniye. 2016. No. 2 (82). pp. 58–65. In Russian
- Adzhiev A.K., Kupovykh G.V. Measurements of the atmospheric electric field under high-mountain conditions in the vicinity of Mt. Elbrus. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2015. V. 51. pp. 633–638.
- Adzhiev A.Kh., Klovo A.G., Kudrinskaya T.V., Kupovykh G.V., Timoshenko D.V. Diurnal variations of the electric field in the atmospheric boundary layer // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021. V. 57. pp. 397–405.
- Afreen S., Victor N.J., Bashir G., Chandra S., Ahmed N., Siingh D., Singh R.P. First observation of atmospheric electric field at Kashmir valley North Western Himalayas, Srinagar (India) // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys*. 2020. V. 211. pp. 105481.
- Ahmad N., Gurmani S.F., Basit A., Shah M.A., Iqbal T. Impact of local and global factors and meteorological parameters in temporal variation of atmospheric potential gradient // *Advances in Space Research*. 2021. V. 67. pp. 2491–2503.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Shikhova N.M., Afinogenov K.V. Electricity of the convective atmospheric boundary layer: field observations and numerical simulation. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2014. V. 50. pp. 390–398.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Mareev E.A. Electrodynamics properties and height of atmospheric convective boundary layer // *Atmos. Res*. 2017. V. 194. pp. 119–129.
- Arshinov M., Belan B., Garmash O., Davydov D.K., Demakova A., Ezhova E., Kozlov A., Kulmala M., Lappalainen H., Petäjä T. Correlation between the concentrations of atmospheric ions and radon as judged from measurements at the Fonovaya Observatory // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2022. V. 35 (1). pp. 36–42. doi: 10.15372/AOO20220102.
- Baishev D.G., Samsonov S.N., Moiseev A.V., Boroev R.N., Stepanov A.E., Kozlov V.I., Korsakov A.A., Toropov A.A., Yoshikawa A., Yumoto K. Monitoring and investigating space weather effects with meridional chain of instruments in Yakutia: a brief overview // *Solar-Terrestrial Physics*. 2017. V. 3 (2). pp. 25–33.
- Bennett A.J., Harrison R.G. Variability in surface atmospheric electric field measurements. *Journal of Physics: Conference Series*. 2008. V. 142. pp. 012046.
- Blanchard D.C. Positive space charge from the sea // *J. Aerosol Sci*. 1966. V. 23. pp. 507–515.
- Chalmers J.A. Negative electric fields in mist and fog // *J. Atmos. Terr. Phys*. 1952. V. 2. pp. 155–159.
- Chalmers J.A. *Atmospheric electricity*. Oxford: Pergamon Press, 1967. 515 p.
- Firstov P.P., Malkin E.I., Akbashev R.R., Druzhin G.I., Cherneva N.V., Holzworth R.H., Uvarov V.N., Stasiy I.E. Registration of atmospheric-electric effects from volcanic clouds on the Kamchatka peninsula (Russia) // *Atmosphere*. 2020. V. 11. pp. 634.
- Harrison R.G., Tammet H. Ions in the terrestrial atmosphere and other solar system atmospheres // *Space Sci. Rev*. 2008. V. 137. pp. 107–118. doi: 10.1007/s11214-008-9356-x.
- Harrison R.G. The Carnegie Curve. *Surveys in geophysics*. 2013. V. 34. pp. 209–232.
- Hirsikko A., Nieminen T., Gagne S., Lehtipalo K., Manninen H. E., Ehn M., Horrak U., Kerminen V.-M., Laakso L., McMurry P.H., Mirme A., Mirme S., Petaja T., Tammet H., Vakkari V., Vana M., Kulmala M. Atmospheric ions and nucleation: A review of observations // *Atmos. Chem. Phys*. 2011. V. 11(2). pp. 767–798. doi:10.5194/acp-11-767-2011.
- Israël H. *Atmospheric electricity* // Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations, 1970. 317 p.
- Israël H. *Atmospheric electricity*. Vol. 2: Fields, Charges, Currents. Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations, 1973. 365 p.
- Jayarathne E.R., Ling X., Morawska L. Role of vegetation in enhancing radon concentration and ion production in the atmosphere // *Environ. Sci. Technol*. 2011. V. 45 (15). pp. 6350–6355. doi: 10.1021/es201152g.
- Kamra A.K., Siingh D., Gautam A.S., Kanawade V.P., Tripathi S.N., Srivastava A.K. Atmospheric ions and new particle formation events at a tropical location, Pune, India. *Q. J. R. Meteorol. Soc*. 2015. V. 141 (693). pp. 3140–3156. doi:10.1002/qj.2598.
- Laakso L., Hirsikko A., Groenholm T., Kulmala M., Luts A., Parts T.-E. Waterfalls as sources of small charged aerosol particles // *Atmos. Chem. Phys*. 2007. V. 7. pp. 2271–2275. doi: 10.5194/acp-7-2271-2007.
- Nicoll K., Harrison R., Barta V., Bor J., Brugge R., Chillingarian A., Chum J., Georgoulas A., Guha A., Kourtidis K., Kubicki M., Mareev E., Matthews J., Mkrtchyan H., Odzimek A., Raulin J.-P., Robert D., Silva H.G., Tacza J., Yaim Y., Yaniv R. A global atmospheric electricity monitoring network for climate and geophysical research. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2019. V. 184. pp. 18–29.
- Tacza J., Raulin J.-P., Morales C., Macotela E., Marun A., Fernandez G. Analysis of long-term potential gradient variations measured in the Argentinian Andes. *Atmospheric Research*. 2021. V. 248. pp. 105200.
- Nepolian J.V., Siingh D., Singh R.P., Gautam A., Gautam S. Analysis of positive and negative atmospheric air ions during new particle formation (NPF) events over urban city of India // *Aerosol Science and Engineering*. 2021. V. 5. pp. 460–477. doi:10.1007/s41810-021-00115-4.
- Petrov A.I., Petrova G.G., Panchishkina I.N. Profiles of polar conductivities and radon-222 concentration in the atmosphere by stable and labile stratification of surface layer // *Atmos. Res*. 2009. V. 91. pp. 206–214.
- Pustovalov K.N., Nagorskiy P.M., Oglezneva M.V., Smirnov S.V. The electric field of the undisturbed atmosphere in the South of Western Siberia: A case study on Tomsk // *Atmosphere*. 2022. V. 13. pp. 614.

Retalis D.A. Study of large ions concentration in the air above Athens. // Arch. Met. Geoph. Biocl. A. 1983. V. 32. pp. 135–143. doi: 10.1007/BF02272718.

Rycroft M.J., Harrison R.G., Nicoll K.A., Mareev E.A. An overview of Earth's Global Electric Circuit and atmospheric conductivity // Space Sci. Rev. 2008. V. 137. P. 83–105. doi: 10.1007/s11214-008-9368-6.

Smirnov S. Atmospheric electricity measurements in the Pacific Northwest, Russia // Applied Sciences. 2023. V. 13. pp. 2571.

Szegvary T., Conen F., Stöhlker U., Dubois G., Bosse, P., de Vries G. Mapping terrestrial γ -dose rate in Europe based on routine monitoring data // Radiat. Meas. 2007. V. 42, pp. 1561–1572.

Yaniv R., Yair Y., Price C., Katz Sh. Local and global impacts on the fair-weather electric field in Israel. Atmospheric Research. 2016. V. 172–173. pp. 119–125.

Информация об авторах:

Пустовалов К.Н., кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия; доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: const.pv@yandex.ru

Нагорский П.М., доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: npm_sta@mail.ru

Оглезнева М.В., младший научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: oglezneva.m@yandex.ru

Сат А.А., младший научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: artysh.sat@gmail.com

Смирнов С.В., кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия; доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: smirnov@imces.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Pustovalov K.N., Cand. Sci. (Phys.-Math.), Leading Researcher, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute for Monitoring of Climate and Ecological Systems, SB RAS, Tomsk, Russia; Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: const.pv@yandex.ru

Nagorskiy P.M., Dr. Sci. (Phys.-Math.), Chief Researcher, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute of Monitoring of Climate and Ecological Systems, SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: npm_sta@mail.ru

Oglezneva M.V., Junior Researcher, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute for Monitoring of Climate and Ecological Systems, SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: oglezneva.m@yandex.ru

Sat A.A., Junior Researcher, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute of Monitoring of Climate and Ecological Systems, SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: artysh.sat@gmail.com

Smirnov S.V., Cand. Sci. (Phys.-Math.), Senior Researcher, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute for Monitoring of Climate and Ecological Systems, SB RAS, Tomsk, Russia; Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: smirnov@imces.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 31.08.2024; одобрена после рецензирования 15.01.2025; принята к публикации 30.10.2025

The article was submitted 31.08.2024; approved after reviewing 15.01.2025; accepted for publication 30.10.2025

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 550.43

doi: 10.17223/25421379/37/12

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТВЕРДОГО ОСАДКА СНЕГА НА ТЕРРИТОРИИ ДЖИДИНСКОГО ВОЛЬФРАМО-МОЛИБДЕНОВОГО КОМБИНАТА



Юлия Сергеевна Воронина¹, Алексей Максимович Плюснин²,
Ольга Николаевна Чудинова³

^{1,3} Восточно-Сибирский государственный университет технологий и управления, Улан-Удэ, Россия

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

¹ u_voronina96@mail.ru

² plusnin-53@mail.ru

³ chudinova1980@inbox.ru

Аннотация. Представлены результаты исследования снежного покрова на территории, испытывающей влияние отходов разработки месторождений вольфрама и молибдена. Несмотря на то, что горнодобывающее предприятие прекратило свою деятельность более 25 лет назад, отходы производства все еще оказывают негативное воздействие на состояние природной среды. Рассмотрен перенос в воздушной среде токсичных химических элементов в составе твердой фазы. Показано, что основными источниками загрязнения воздушной среды являются места хранения отходов добычи и переработки руд. Рассмотрены механизмы формирования ореолов загрязнения снежного покрова, представлены моноэлементные карты рассеяния токсичных элементов в составе пыли. На основании исследования минерального состава пыли показано, что пылевая нагрузка на снежный покров формируется за счет местных очагов загрязнения.

Ключевые слова: горнодобывающее производство, загрязнение, воздух, снежный покров, твердый осадок, тяжелые металлы

Источник финансирования: исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 24-27-20077).

Для цитирования: Воронина Ю.С., Плюснин А.М., Чудинова О.Н. Химический и минеральный состав твердого осадка снега на территории Джидинского вольфрамо-молибденового комбината // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 173–186. doi: 10.17223/25421379/37/12

Original article

doi: 10.17223/25421379/37/12

CHEMICAL AND MINERAL COMPOSITION OF SOLID SNOW SEDIMENT ON THE TERRITORY OF THE DZHIDA TUNGSTEN-MOLYBDENUM COMBINE

Yulia S. Voronina¹, Alexey M. Plusnin², Olga N. Chudinova³

^{1,3} East Siberian State University of Technology and Management, Ulan-Ude, Russia

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

¹ u_voronina96@mail.ru

² plusnin-53@mail.ru

³ chudinova1980@inbox.ru

Abstract. For many years, the study area has been developing tungsten and molybdenum deposits, which was accompanied by changes in landscapes, pollution of water and soil resources, and atmospheric air. After the closure of the enterprise, the negative impact on the state of the natural environment has not ceased for more than 25 years.

The article presents the results of a study of the chemical and mineral composition of solid sediment of the snow cover in the technogenically disturbed area of the Dzhida tungsten-molybdenum plant. 22 snow samples were collected. The snow melted at room temperature, the suspension was separated by decantation, dried, and weighed. The study of the solid phase of the snow cover was carried out using modern analysis methods. The chemical composition of the solid sediment was determined by atomic emis-

sion spectrometry with inductively coupled plasma on an iCAP Pro XP Duo device (Termo Fisher Scientific). The mineral composition of dispersed particles of the snow cover was studied using electron microscopy images and energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDX elemental analysis) using a JEM-2010 electron microscope with an EDAX PHOENIX microanalysis system. The solid phase content in the snow cover varies widely, from 0,1982 g to 5,8182 g was collected from the surface of 25 dm². 456 analysis were made in the chemical composition of the solid phase of snow, a group of elements representing high toxicity and characterized by high concentrations was identified. High concentrations of manganese, aluminum, lead, copper, zinc, iron, and cadmium were found in the solid phase. Their contents were compared with concentrations in urban soils, and it was found that there was a significant excess of the average contents established for cities. The highest concentrations are: manganese, which is 27 times higher than the average content established for cities, iron – 15 times, aluminum – 15 times. Such sharp differences from the content in urban soils are associated with the impact of mining.

To demonstrate the spatial distribution of chemical elements, the interpolation of concentration values obtained at sampling points onto the surrounding area was carried out using the kriging method in the ArcGIS GIS package. Single-element maps of the distribution of toxic element contents in the territory of the natural-technogenic system of the Far Eastern Metallurgical Plant and the city of Zakamensk were constructed, and the mechanism for the formation of halos was substantiated. It was concluded that the formation of contrasting anomalies of snow cover pollution with suspended matter is facilitated by the grinding of rocks in the technological process and the acidification of surface and groundwater.

Solid snow sediment is mainly represented by amorphous particles of rock and ore weathering products, among which individual grains of mineral phases stand out. In the territory of the city of Zakamensk and in the valley of the Dzhida River, the mineral composition of the solid snow residue is represented by the products of physical and chemical weathering of rocks. Here, weathering-resistant quartz, magnetite, biotite, and ilmenite are determined. In places where industrial waste is located, products of ore weathering, acidic destruction of rocks, and residual ore minerals are found. Based on the study of the mineral composition of the solid sediment isolated from the snow cover, it can be argued that the dust composition of the snow is formed due to the spread of loose formations directly adjacent to the sampling site.

As a result of the studies, the main centers of dust pollution of the territory were determined, which confirms the high environmental hazard of the Dzhida tungsten-molybdenum plant waste.

Keywords: mining, pollution, air, snow cover, solid sediment, heavy metals

Source of financing: the study was supported by the Russian Science Foundation (project № 24-27-20077).

For citation: Voronina Yu.S., Plyusnin A.M., Chudinova O.N. (2025) Chemical and mineral composition of solid snow sediment on the territory of the Dzhida Tungsten-Molybdenum Combine. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 173–186. doi: 10.17223/25421379/37/12

Введение

Изучение воздействия отходов добычи и переработки руд на окружающую среду на сегодняшний день является актуальной задачей. Существуют различные методы оценки качества среды в местах сосредоточения отходов деятельности горнопромышленных предприятий, например, метод биоиндикации, снегохимические съемки и др. [Мынбаева, Есиркепова, 2011; Смирнова, Плюснин, 2014; Осипова, 2023].

Снежный покров является природным сорбентом атмосферных пылевых частиц и индикатором экологического состояния воздушных масс в исследуемом районе [Будаева, 2021; Володина, Таловская, 2022]. Снег выступает эффективным накопителем токсичных веществ, которые сохраняются в нем в неизменном состоянии в течение зимы. Химический состав снега отражает величину сухих и влажных выпадений и служит количественной характеристикой загрязнения территорий. Чувствительность снежного покрова к смене индустриальной обстановки позволяет объективно оценивать состояние окружающей среды [Василевич, 2011].

Загрязняющие вещества в снежный покров попадают из двух агрегатных состояний: водорастворимые формы переходят в талую воду, пыль становится

частью твердого осадка, накопленного в снеге [Чередова, Дорошкевич, 2022].

Целью данного исследования является изучение химического и минерального состава твердого осадка снега на территории природно-техногенной системы ДВМК и г. Закаменска.

Объекты и методы исследования

Район исследования располагается в юго-западной части Республики Бурятия на границе с Монголией. С 1937 по 1997 г. на этой территории функционировал ДВМК – первое предприятие горнодобывающей промышленности в Республике Бурятия, которое давало стране в разные годы от 50 до 100 % добываемого вольфрама. За время работы предприятия было сформировано более 40 млн т отходов переработки руд, которые в настоящее время представляют наибольшую опасность для населения и окружающей среды г. Закаменска, а также для бассейна озера Байкал, поскольку район исследования относится к буферной экологической зоне Байкальской природной территории (Федеральный Закон № 94 «Об охране озера Байкал»). Наибольший вклад в загрязнение снежного покрова территории вносят отходы переработки, находящиеся в виде песков, складированных в

Барун- и Зун-Нарынских хвостохранилищах; отходы добычи, представленные крупноглыбовым материалом вскрышных пород, расположенных возле двух карьеров. Из-под отвалов вскрышных пород вытекает незамерзающий ручей, который впадает в р. Мыргеншено. Из разведочной штольни, которая расположена в долине р. Модонкуль, круглый год изливаются рудничные воды. Из других источников негативного воздействия на окружающую среду необходимо указать центральную котельную города, городские очистные сооружения и предприятие ООО «Литейщик». На исследуемой территории функционирует АО «Закаменск», которое занимается вторичной переработкой хвостов обогащения ДВМК. Конечным продуктом

является концентрат вольфрамовый гюбнеритовый флотационный первого сорта (ГОСТ 213-83). Производительность предприятия 1 млн т переработки песков в год.

Для исследования химического и минерального состава снежного покрова были выбраны участки в г. Закаменске и прилегающей техногенно-измененной территории. Отбор проб снега проводился в 2021, 2022 и 2023 гг. Профили опробования (рис. 1) располагались в границах селитебной зоны, техногенных объектов, хранилищ отходов переработки руд, вскрышных пород. Всего было отобрано 22 пробы снега. Химический состав твердого осадка был определен в семи точках опробования, минеральный состав – в шести точках.

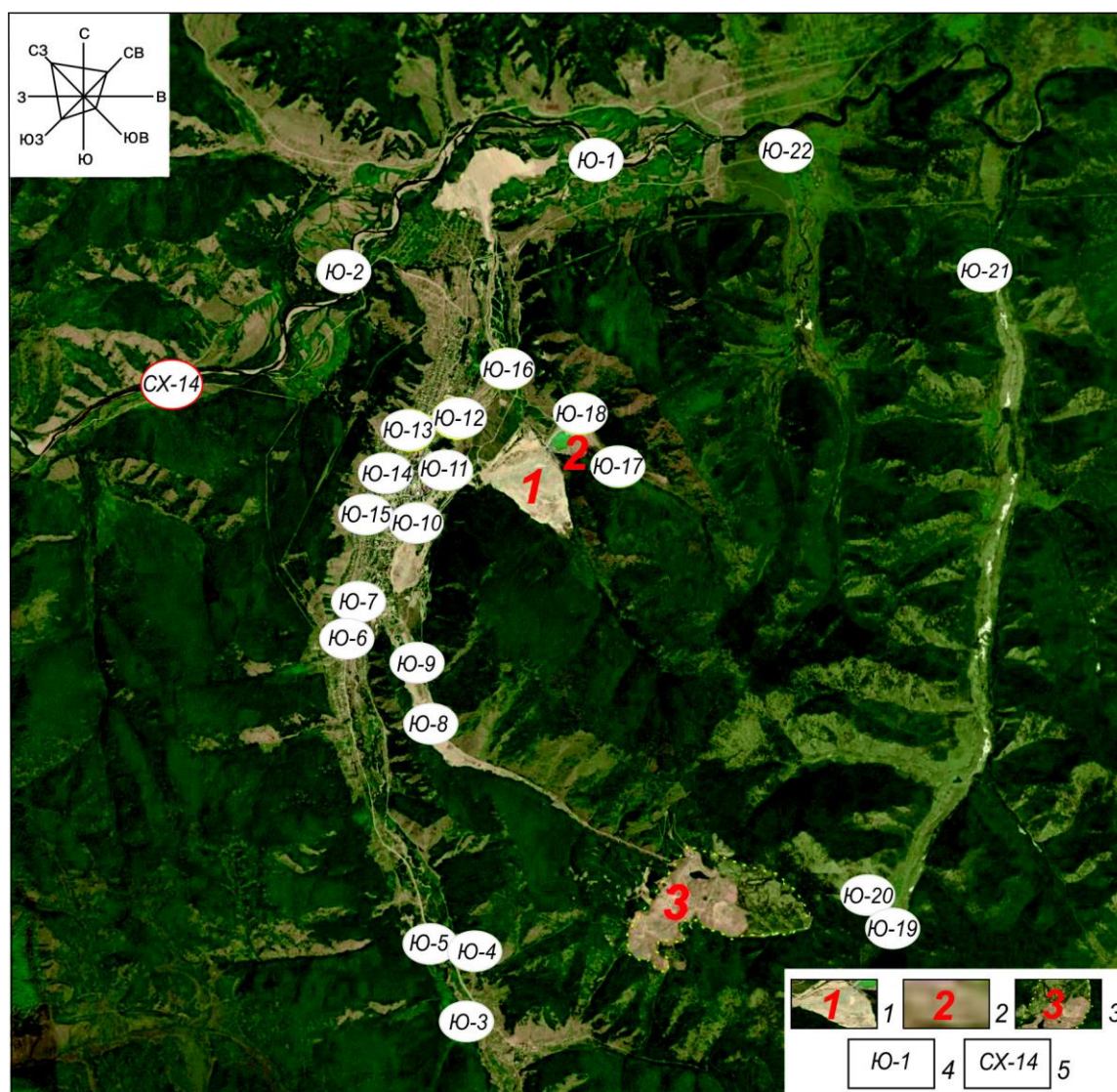


Рис. 1. Схема опробования снежного покрова

1 – Барун-Нарынское хвостохранилище; 2 – Зун-Нарынское хвостохранилище; 3 – хранилище отходов добычи вольфрамо-молибденовых руд; 4 – место опробования снежного покрова; 5 – место отбора фоновой пробы снега

Fig. 1. Snow cover sampling scheme

1 – Barun-Naryn tailings storage facility; 2 – Zun-Naryn tailings storage facility; 3 – storage facility for waste from tungsten-molybdenum ore mining; 4 – snow cover sampling site; 5 – background snow sample collection site

Для отбора пробы снега на его поверхности располагалась картонная рамка размером 5,0×5,0 дм ($S = 25 \text{ дм}^2$). Снег отбирался внутри рамки на всю его мощность. Отбор производился пластиковым совком, исключая слой, соприкасающийся с почвой. Ширина рамки позволяла свободно отобрать пробы в углах рамки. Вся масса снега собиралась в полиэтиленовый пакет. Таяние снега производилось при комнатной температуре. Вода сливалась в стеклянную посуду, процеживалась через мембранный фильтр с размером пор 0,45 мкм для определения микроэлементного состава методом ICP-MS. Для подготовки к определению макрокомпонентного состава талая вода процеживалась с помощью воронки Бюхнера и колбы Бунзена через фильтр «синяя лента» за счет разности давления, создаваемой водоструйным вакуум-насосом [Плюснин и др., 2023].

Твердый осадок отделялся от воды методом декантации, высушивался, взвешивался. Химический состав твердого осадка определялся методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой на приборе iCAP Pro XP Duo (Termo Fisher Scientific, США). Минеральный состав дисперсных частиц снежного покрова был изучен по снимкам электронной микроскопии и результатам энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (EDX-элементного анализа) с помощью электронного микроскопа JEM-2010 с системой микроанализа EDAX PHOENIX.

Обработка исходных данных была произведена с применением программного пакета Microsoft Office Excel 2013, Statistica. Обработка графического материала осуществлялась с помощью программ Corel Draw и Adobe Photoshop. Карты распределения химических элементов в пыли созданы с помощью программного обеспечения ArcGiS.

Результаты и обсуждение

В талой воде pH изменяется от 5,4 до 7,4, общая минерализация составляет в среднем 148 мг/л. Согласно формуле Курлова, талые воды относятся к пресным гидрокарбонатно-сульфатным натриево-кальциево-магниевым. Установлена корреляционная зависимость между общей минерализацией и содержаниями сульфат-иона. Среди микроэлементов аномально высокими концентрациями выделяется алюминий – 14 600 мкг/л. Наблюдается значительная дисперсия в его концентрации, которая достигает трех математических порядков. В снежном покрове зафиксированы также высокие содержания железа (1500 мкг/л), марганца (2200 мкг/л), кремния (1280 мкг/л), цинка (1260 мкг/л), меди (95 мкг/л), никеля (87 мкг/л), фосфора (220 мкг/л). Концентрация микроэлементов на исследуемой территории по сравнению с фоновой точкой показывает превышение от 1,5 до 262 раз (табл. 1).

Таблица 1
Химические элементы в составе талой воды в районе г. Закаменска и окружающей территории, мкг/л

Table 1
Chemical elements in the composition of meltwater in the area of Zakamensk and the surrounding area, mcg/l

Показатель	Al	Fe	Mn	Si	Zn	Cu	Ni	P
Концентрация химического элемента на исследуемой территории	$\frac{11,5-14600}{1971}$	$\frac{13,4-76}{31}$	$\frac{16,6-2200}{247}$	$\frac{27-1280}{214}$	$\frac{9,5-1260}{207}$	$\frac{1,71-95}{14}$	$\frac{0,82-87}{8,5}$	$\frac{16-220}{80}$
р. Джига	13	21	10,3	–	23	19	8,7	26
Фон (СХ-14)	7,5	18,3	6,7	20	9,3	0,58	0,57	21

Примечание. В числителе указаны минимальные и максимальные значения концентраций, в знаменателе – среднее значение по 22 пробам.

Note. The numerator indicates the minimum and maximum concentrations, and the denominator indicates the average value for 22 samples.

Кластерный анализ микроэлементного состава талой воды по площади опробования позволил выделить шесть мест, различающихся по условиям формирования химического состава. Наиболее значимой связью выделяются пробы снега, химический состав которого находится под воздействием незамерзающих водотоков рек и ручьев Мыргеншено, Модонкуль, Зун-Нарын (Ю-17, Ю-18, Ю-20, Ю-22).

Эти водотоки испытывают воздействие разгрузки штольневых, подотвальных вод. Вторая группа состоит из проб снега, отобранных в восточной части г. Закаменска и в п. Холтосон (Ю-10, Ю-11, Ю-7, Ю-3). Эти пробы испытывают воздействие за счет рассеивания пыли от мест складирования вскрышных пород и территории нарушенной горными работами.

Третья группа проб отобрана в западной части г. Закаменска, снежный покров которой подвергается воздействию выбросов автомобильного транспорта, систем центрального и частного отопления жилья. Четвертая группа проб отобрана на удалении от источников загрязнения в долине рек Джиды и Модонкуль, характеризуется воздействием интенсивных ветров (Ю-2, Ю-5). Пятая группа проб отобрана на рекультивированной и засеянной травянистой растительностью территории (Ю-14, Ю-16, Ю-13, Ю-21). Шестая группа проб отобрана в долине руч. Инкур, в районе старой обогатительной фабрики, куда завезена почва и высажена древесная растительность.

Каждая группа проб характеризуется своей ассоциацией химических элементов и различается их концентрацией (рис. 2). Подробный анализ поведения микроэлементов в талой воде приведен в публикации [Плюснин и др., 2023]. Пылевое загрязнение техногенных территорий в настоящее время широко обсуждается: проводятся комплексные оценки состояния техногенно-нарушенных территорий, рассматривается интенсивность и динамика пылевого загрязнения, изучаются отдельные компоненты химического

состава пыли [Просекин, 2023; Кирина, 2023, Осипова, 2024].

Содержание пыли в снежном покрове изменяется в широких пределах, с поверхности 25 дм² было собрано от 0,1982 до 5,8182 г. В твердом осадке снега произведено 456 элементоопределений, выделена группа элементов, представляющая высокую токсичность. Высокими содержаниями характеризуются марганец, алюминий, свинец, цинк, железо, медь, кадмий.

В табл. 2 концентрация химических элементов в твердой фазе снежного покрова приведена в сравнении со средними содержаниями, установленными для городов с населением менее 100 тыс. чел. [Алексеев, 2017]. К этой категории городов относится г. Закаменск.

Концентрация всех рассмотренных элементов значительно превышает средние содержания, установленные для городов. Среди химических элементов выделяются: марганец – выше средних содержаний, установленных для городов, в 27 раз, железо – в 15 раз, алюминий в 15 раз. Такие резкие отличия от содержания в почвах городов, несомненно, связаны с воздействием горнодобывающего производства.

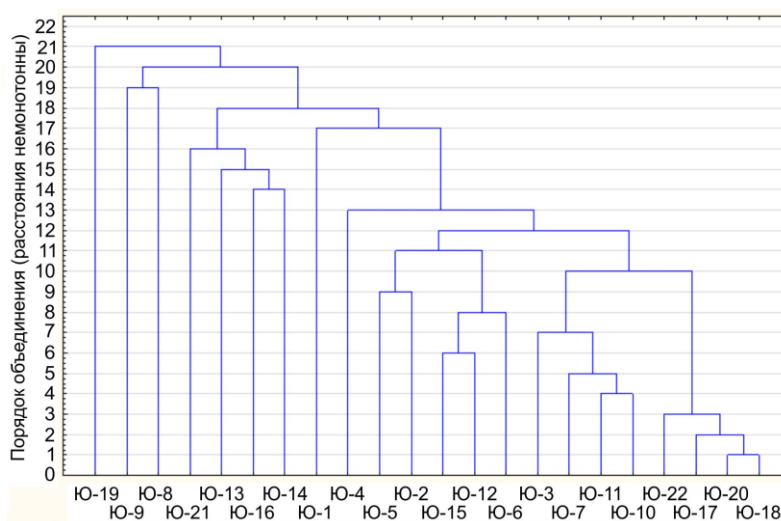


Рис. 2. Дендрограмма кластерного анализа места расположения проб снега

Fig. 2. Dendrogram of cluster analysis of snow sample locations

Таблица 2
Пределы изменения и средние содержания химических элементов в твердой фазе снега в сравнении со средними содержаниями в почвах населенных пунктов, мг/кг

Table 2

Limits of change and average contents of chemical elements in the solid phase of snow in comparison with the average contents in the soils of settlements, mg/kg

Элемент	Al	Zn	Pb	Fe	Mn	Cu	Cd
Диапазон изменения	38 400–86 600	230–720	16–315	29 800–52 000	740–2 200	54–2 200	1,9–10
Средняя концентрация	66 980	404	85,9	39 730	1 252	417,7	4,79
Среднее для городов с населением менее 100 тыс. чел.	4 484	9,24	3,95	2657	45,75	2,82	0,14

Для демонстрации пространственного распределения химических элементов проведена интерполяция значений концентраций, полученных в точках отбора проб, на окружающую территорию. Данная процедура осуществлена с помощью метода кригинга в ГИС-пакете ArcGIS. На основании обработки результатов анализа химических элементов в твердом осадке снежного покрова были составлены моноэлементные карты распределения содержания загрязняющих веществ по исследованной территории, которые представлены на рис. 3–5. Рассмотрим закономерности распределения концентрации на исследуемой территории и возможные механизмы поступления некоторых химических элементов в твердую фазу снежного покрова.

Алюминий. Алюминий входит в состав вмещающих оруденение алюмосиликатных горных пород. Этот элемент считается малоподвижным в естественных условиях. Высокая миграционная способность алюминия на исследуемой территории, по нашему мнению, связана с тем, что в кислых условиях происходит интенсификация разложения полевых шпатов и алюминий выделяется в раствор в форме трехвалентного катиона. В присутствии сульфат-иона образуются комплексные соединения, в результате гидролиза может образоваться тонкая взвесь гиббсита. Тонкая взвесь, содержащая алюминий, осаждается на почвенном покрове, аллювиальных отложениях рек, по берегам рек и может вовлекаться в миграцию воздушными потоками. Выделяются два центра загрязнения снежного покрова алюминием (рис. 3). Наиболее сильно снег загрязнен в юго-восточной части территории. Концентрация достигает 86 600 мг/кг.

Этот ареол загрязнения связан со складированными отходами добычи руд. Здесь размещены вскрышные породы двух карьеров. Породы интенсивно раздроблены при проведении горных работ. Складирование производилось путем ссыпания пород самосвалами на крутой склон распадка. Куски породы под действием гравитации перемещались вниз по склону, в результате сформировалась осыпь мощностью в несколько десятков метров. В толще осыпи конденсируется влага, проникают атмосферные осадки, происходит окисление сульфидной минерализации, протекает химическое выветривание пород.

Второй ареол загрязнения выделяется в западной части территории, в долине р. Модонкуль и руч. Инкур. Эти водные объекты находятся под воздействием изливающихся высоко минерализованных вод из штолен «Западная» и «Северная». Излив рудничных вод происходит круглый год. Здесь в твердом осадке снежного покрова установлена концентрация алюминия, достигающая 76 000 мг/кг. Вероятно, из штолен выносятся твердые продукты выветривания пород, которые развеваются ветром.

Железо. Наиболее высокая концентрация железа сосредоточена в точках, расположенных в черте г. Закаменска (Ю-13, Ю-6) (рис. 3). Повышенная концентрация отмечена в долине р. Модонкуль. Вероятно, это связано с наличием действующих промышленных предприятий города, упомянутых ранее, а также с наличием большого количества продуктов рудной минерализации, в частности пирита и сидерита в песках, рассеянных на этой площади в период работы обогатительной фабрики. Вероятно, на этой территории протекает реакция окисления сульфидов кислородом воздуха и разложение сидерита.

В загрязнение снежного покрова железом существенный вклад вносит также изливающаяся вода из штольни «Западная», устье которой находится в долине р. Модонкуль. Содержание железа в рудничных водах достигает значений 17,67 мг/л [Смирнова, Плюснин, 2013].

Основная масса железа в рудничных водах находится в степени окисления +2. При излиянии вод на поверхность происходит окисление железа до степени окисления +3. Происходит гидролиз этой формы железа, в результате чего вода еще больше закисляется, что фиксируется уменьшением pH на удалении 50–100 м от штольни. Образующиеся гидроокислы железа первоначально переносятся в коллоидном состоянии. Затем происходит их осаждение в виде тонкой взвеси на берегах реки. Тонкая взвесь может разноситься воздушными массами по долине.

Марганец. Высокая концентрация марганца в потоках твердых аэрозолей связана с тем, что для вольфрамовых месторождений характерно присутствие этого элемента в виде минерала родохрозит, который встречается в виде жил. В составе отходов переработки руд родохрозит попадает в хвостохранилище. В кислой среде хвостохранилищ происходит разложение этого минерала, и марганец переходит в раствор в форме двухвалентного иона, в растворе он может образовывать комплексные соединения с сульфат-ионом, гидролизироваться и выпадать в виде гидроксида.

Наиболее высокие содержания марганца в снежном покрове сосредоточены в местах складирования отходов горнодобывающего производства. Аномальными содержаниями выделяются верховье р. Мыргеншено, долины руч. Инкур, Зун-Нарын. Наиболее высокие концентрации установлены в западной части рассматриваемой территории, в долине р. Модонкуль, в том числе на территории г. Закаменска (рис. 4). Эта аномалия, вероятно, как и аномалия железа, связана с изливом рудничных вод из штольни «Западная». Летом 2019 г. вода в реке окрасилась в оранжевый цвет из-за залпового выброса штольневых вод. В составе взвешенных веществ были установлены гидроксиды железа и марганца. Отложившаяся на берегах взвесь до сих пор является источником загрязнения снега.

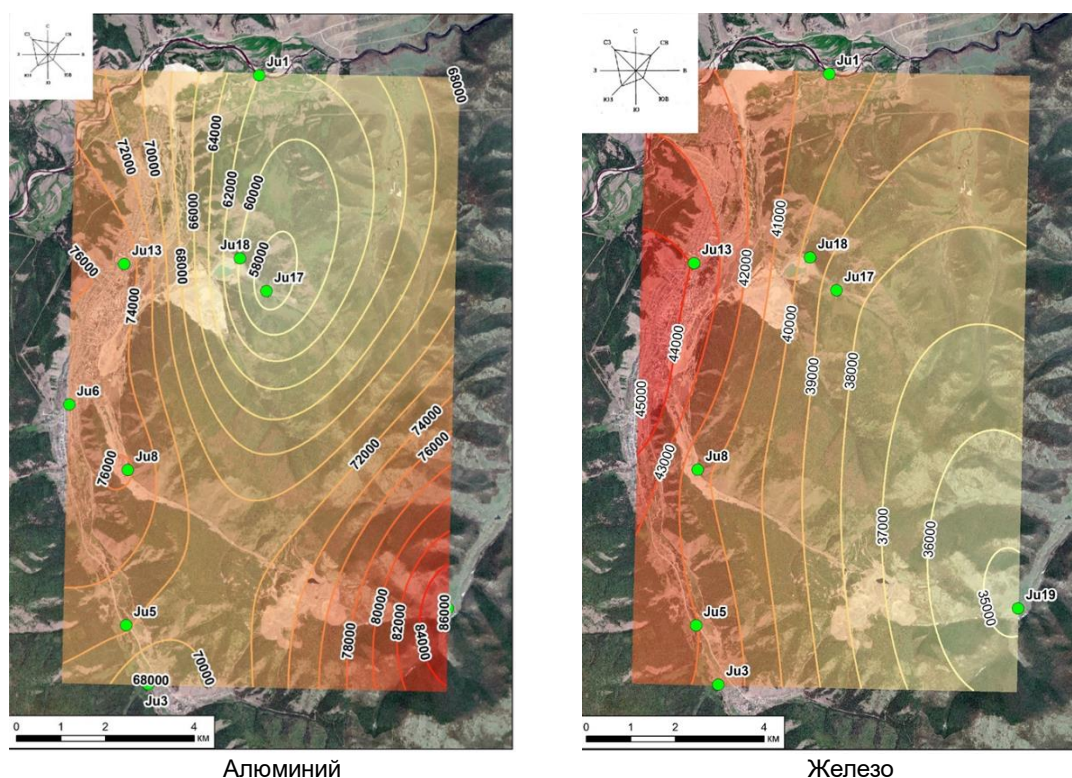


Рис. 3. Карты распределения алюминия и железа в твердом осадке снежного покрова, мг/кг

Fig. 3. Maps of the distribution of aluminum and iron in the solid sediment of the snow cover, mg/kg

Цинк. Цинк является одним из наиболее подвижных элементов в системе «вода – порода». Это связано с малой устойчивостью сфалерита в окислительных условиях. Существуют несколько компонентов, которые ограничивают накопление цинка в природных водах. Важнейшим является карбонат-ион, при взаимодействии с которым образуется смитсонит. Цинк может высаживаться из раствора при взаимодействии с фосфат-ионом [Бычков, 2015].

Максимальные концентрации цинка зафиксированы в местах складирования вскрышных пород в долине р. Мыргеншено, где, как указывалось ранее, происходит интенсивное разложение сульфидной минерализации (рис. 4). Высокие содержания цинка в твердом остатке снежного покрова установлены в долине р. Модонкуль и руч. Инкур, находящихся под воздействием рудной минерализации. В жилой зоне г. Закаменска высокое содержание цинка может быть обусловлено наличием промышленных объектов в жилом массиве, например ООО «Литейщик», в выбросах которого содержится оксид цинка.

Медь. Медь чрезвычайно подвижна в водных растворах. Считается, что медь является одним из наиболее подвижных элементов в зоне гипергенеза [Бычков, 2015]. В месторождениях Джидинского рудного узла медь присутствует в виде халькопирита. Эксперимен-

тальное исследование окисления этого минерала показало, что медь из раствора может высаживаться в виде гидроксида [Плюснин, Гунин, 2001]. Затем со временем происходит образование малахита и азурита.

Самые высокие концентрации меди в твердом остатке снега установлены в районе верховьев р. Мыргеншено (рис. 5). Здесь интенсивно окисляются сульфидные минералы, присутствующие в вскрышных породах.

Свинец. Свинец довольно хорошо мигрирует в природных водах, осаждаясь на сорбционном барьере на глинах и особенно на органическом веществе [Бычков, 2015]. При выветривании рудных месторождений образуется плохо растворимый сульфат свинца (англезит). Рассеяние свинца по исследуемой территории отличается от рассмотренных выше элементов. Наиболее высокие концентрации сосредоточены к юго-востоку от района расположения хвостохранилищ Барун-Нарын и Зун-Нарын. Предполагается, что это может быть связано с работой производственной техники предприятия АО «Закаменск». В жилом массиве г. Закаменска концентрации на порядок ниже, ореол от города смещается на юго-восток (рис. 5). В средней части долины р. Модонкуль ореол свинца в снежном покрове может быть связан с рассеиванием твердых осадков, накопившихся возле устья штольни «Западная».

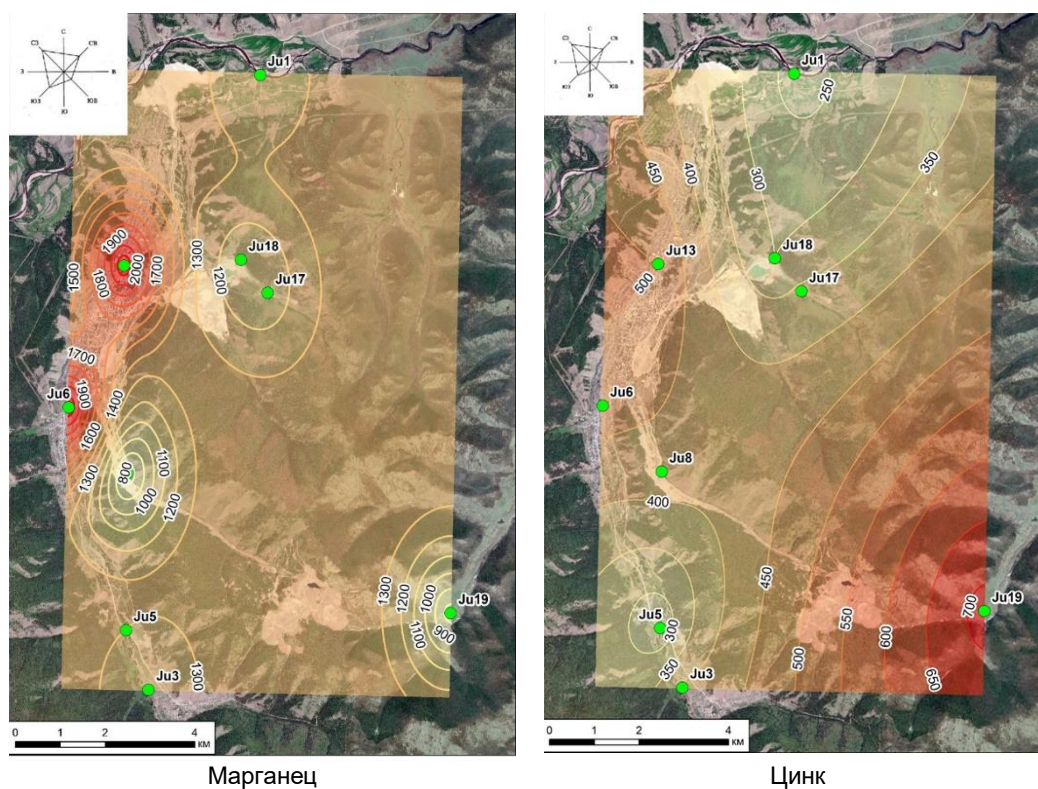


Рис. 4. Карты распределения марганца и цинка в твердом осадке снежного покрова, мг/кг

Fig. 4. Maps of the distribution of manganese and zinc in the solid sediment of the snow cover, mg/kg

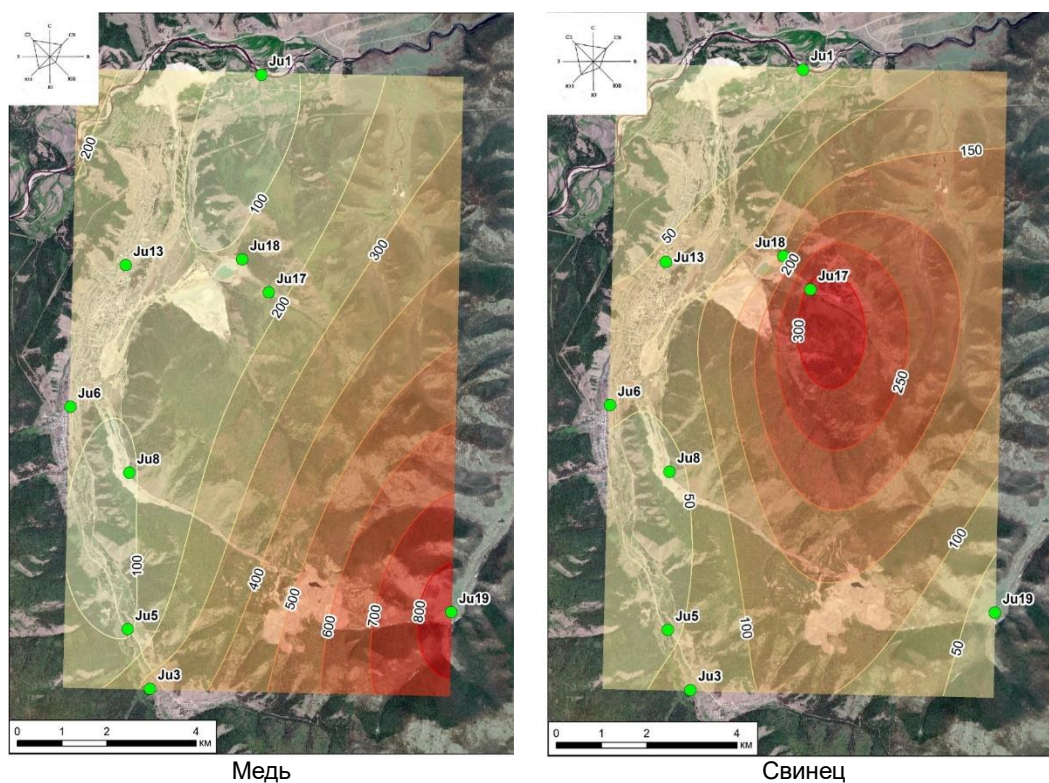


Рис. 5. Карты распределения меди и свинца в твердом осадке снежного покрова, мг/кг

Fig. 5. Maps of the distribution of copper and lead in the solid sediment of the snow cover, mg/kg

Кадмий. Кадмий является высокотоксичным элементом, который имеет отчетливую тенденцию к накоплению в организме: период его полувыведения составляет 10–35 лет [Бычков, 2015]. Кадмий является геохимическим аналогом цинка. В магматическом процессе кадмий так же, как и цинк, рассеивается среди темноцветных минералов: пироксены, амфиболы, слюды, магнетит содержат сотни мг/т кадмия. Это на порядок больше, чем в плагиоклазе. Кадмий, как и цинк присутствует в породах вместе с железом и магнием. Кадмий обладает достаточно хорошей миграционной способностью в водах, но из-за его значительно более низких содержаний в руде концентрация в твердом осадке снега на два порядка ниже, чем цинка. Расположение его ареолов связано

с размещением отходов горнодобывающего производства, в пределах хранилищ отходов добычи руд, на объектах бывшей обогатительной фабрики и возле отвалов штольни «Западная» (рис. 6). Нерастворимая часть шести проб снега исследована методом электронной микроскопии. Для исследования были отобраны пробы в местах хранения отходов разработки месторождений и на относительно чистых территориях. Установлено, что твердые осадки характеризуются зернистой структурой. В пробах отмечается небольшое количество органических включений в виде удлиненных волокон растений.

Минеральный состав твердых осадков, представленный в табл. 3, включает в себя порообразующие минералы и продукты выветривания руды и вмещающих вольфрамовое и молибденовое оруденение пород.

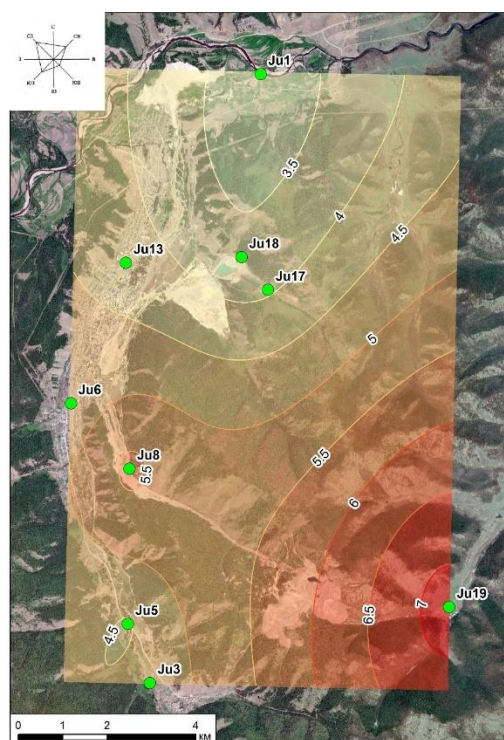


Рис. 6. Карта распределения кадмия в твердом осадке снежного покрова, мг/кг

Fig. 6. Map of cadmium distribution in snow cover solid sediment, mg/kg

Таблица 3

Вещественный состав твердого осадка снежного покрова

Table 3

Mineral composition of solid snow cover sediment

Наименование пробы	Состав	Масса, г
Ю-19	Алюмосиликаты (биотит), ксенотим, флюорит	0,9171
Ю-13	Биотит, ильменит, магнетит, кварц	5,8182
Ю-18	Магнетит, каолинит, хлорит, мусковит, гюбнерит	0,4812
Ю-8	Апатит, амфибол, ильменит, флюорит	0,7215
Ю-4	Вольфрамит, кварц, окислы серы	0,1982
Ю-1	Оксид железа, кварц, магнетит, амфибол	0,6153

Проба Ю-19 была отобрана в верховье р. Мыргеншено, на территории, которая подвергается воздействию хранилища отходов добычи руд. Здесь складированы вскрышные породы двух карьеров, с помощью которых разрабатывались Первомайское молибденовое и Холтосонское вольфрамовое месторождения. За период длительного хранения отходов они подверглись интенсивному физическому и химическому выветриванию, сформировалась выровненная поверхность, состоящая из мелких частиц, способных мигрировать в воздушной среде. В основном это глины, гидроксиды алюминия, железа, марганца. Из эндогенных минералов присутствуют относительно устойчивые минералы, представленные слюдами. Среди рудных минералов на разрабатываемых месторождениях в значимых количествах присутствует флюорит, который, оказывается, может рассеиваться за счет ветрового переноса. Этот минерал интенсивно разлагается в кислой среде и служит источником фторид-иона в водотоках. Холтосонское месторождение вольфрама характеризуется повышенными содержа-

ниями редкоземельных элементов. Ксенотим, который представляет собой ортофосфат иттрия, относительно устойчив в окислительных условиях и переносится ветром на окружающую территорию. Это может свидетельствовать о возможности расширения ареола загрязнения редкоземельными элементами за счет ветрового рассеяния от места складирования отходов добычи руд. Он может накапливаться в почвах окружающей территории.

Проба снега Ю-13 была отобрана в восточной части г. Закаменска, территория которого находится под пылевым воздействием Барун-Нарынского хвостохранилища ДВМК. В составе пыли присутствуют устойчивые к выветриванию минералы, которые находились в составе рудных тел. Хвостохранилище сформировано при переработке руд на обогатительной фабрике. Они издроблены и истерты в технологическом процессе и способны интенсивно переноситься ветром на окружающую территорию и загрязнять почвенный покров железом, титаном и другими химическими элементами.

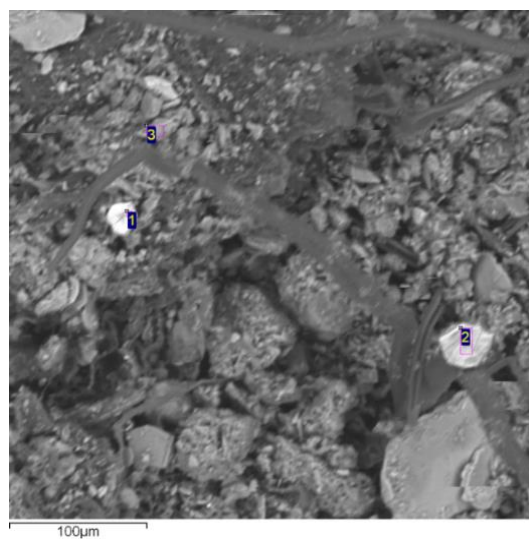
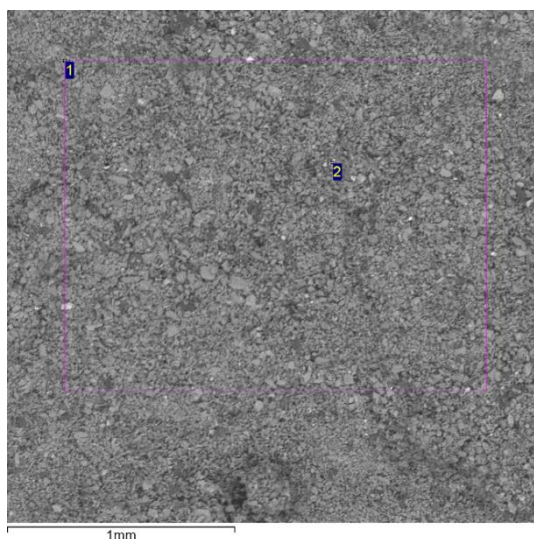


Рис. 7. Минерально-вещественный состав пробы Ю-13: 1, 2, 3 – частицы магнетита

Fig. 7. Mineral composition of sample Yu-13: 1, 2, 3 – particles of magnetite

Основную часть пробы Ю-13 составляет группа слюд (см. рис. 7). Бiotит представлен пластинчатыми выделениями, которые имеют обохренные края. Большая часть биотита измельчена, присутствует в виде тончайшего илистого материала размером от 50 до 100 мкм. Размер частиц определен в соответствии с ГОСТ Р8.777-2011. Магнетит в пробе Ю-13 представлен октаэдрическими вкраплениями размером от 80 до 500 мкм. Кварц прослеживается в виде мелких пирамидообразных полупрозрачных кристаллов размером от 100 до 500 мкм.

Проба снега Ю-18 (рис. 8) отобрана в восточной части Зун-Нарынского хвостохранилища. Это хранилище отходов сформировано при вторичной переработке песков Барун-Нарынского хранилища. В результате вторичной переработки произошло разделение песков по размерности. В восточной части хвостохранилища отложилась наиболее тонкая фракция, которая оказалась способна к интенсивному водному и ветровому рассеиванию. Необходимо отметить, что в основном твердый осадок представлен аморфными частицами продуктов выветривания пород и руд,

среди которых выделяются отдельные зерна минеральных фаз. Среди минералов присутствуют продукты разрушения вмещающих оруденение пород – глины, слюдистые минералы, а также рудные минералы – магнетит, гюбнерит, шеелит. Гюбнерит имеет толстотаблитчатый утолщенный облик в виде крупнозернистого агрегата, встречаются частицы размером более 500 мкм. Шеелит встречается в форме псевдооктаэдрических частиц с неровными изломами размером от 100 до 300 мкм. Негативное экологическое воздействие этой части природно-техногенной системы может быть связано с рассеиванием на окружающую территорию очень тонкой пыли.

Проба снежного покрова Ю-8 отобрана в среднем течении руч. Инкур, который дренирует отходы добычи карьерным способом коренных месторождений вольфрама и молибдена. В этом районе также производится разработка глубокозалегающей россыпи вольфрамита. Фазовый состав твердого осадка снега представлен, главным образом, частицами обломочного характера с включениями в виде шарообразных

фрагментов (рис. 9). Среди минералов доминирует глинистый минерал – каолинит. В виде шарообразных включений обнаруживаются ильменит, амфибол, флюорит и апатит. Каолинит представлен обломками столбчатой, кубической, округлой, треугольной, угловатой, нитевидной, линзовидной и неправильной формы, чаще всего со сглаженными углами. Размер зёрен в среднем составляет 70–110 мкм. Ильменит прослеживается в виде пластинчатых включений тетраэдрной формы, относительно общей массы отличается белым и светло-серым цветом. Размер частиц около 100 мкм. Нерудная часть пробы представлена полевыми шпатами (плагноклаз, калиевый полевой шпат), амфиболами, слюдой (биотит), эпидотом, кварцем. Железо находится преимущественно в форме магнетита.

Эта часть природно-техногенной системы оказывает негативное воздействие на экологическое состояние окружающей территории за счет переноса тонкой пыли, в составе которой могут доминировать глинистые минералы.

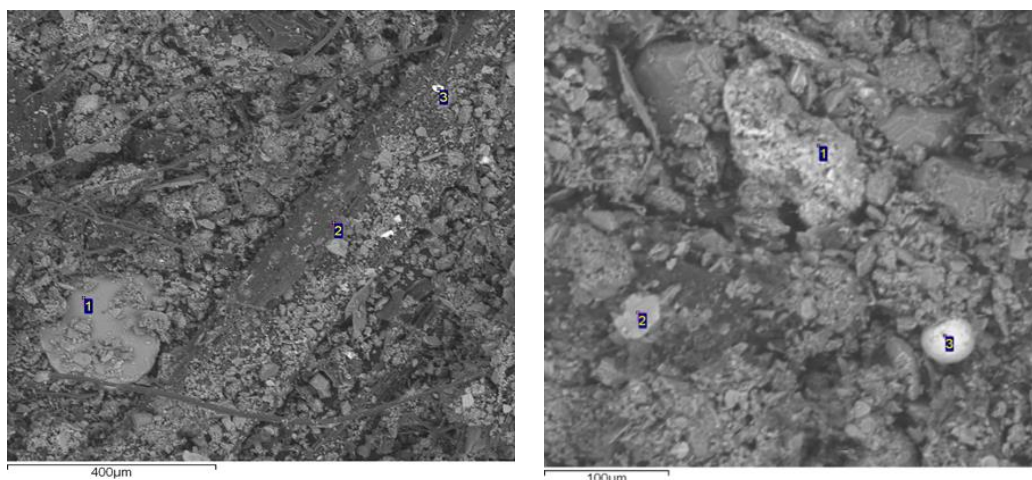


Рис. 8. Минерально-вещественный состав пробы Ю-18: 1, 2 – частицы мусковита, 3 – частица магнетита

Fig. 8. Mineral composition of sample Yu-18: 1, 2 – muscovite particles, 3 – magnetite particle

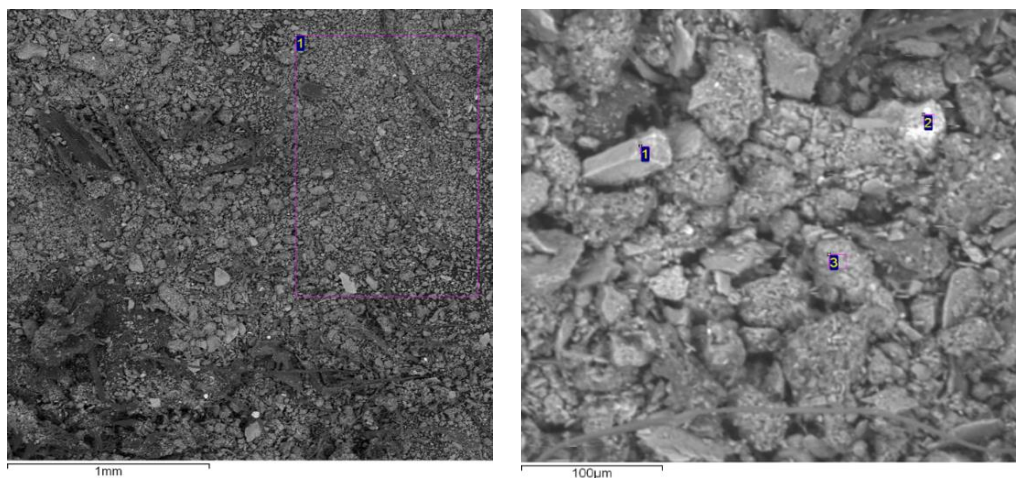


Рис. 9. Минерально-вещественный состав пробы Ю-8: 1, 3 – частицы ильменита, 2 – частица амфибола

Fig. 9. Mineral composition of sample Yu-8: 1, 3 – ilmenite particles, 2 – amphibole particles

Проба снега Ю-4 отобрана в районе штольни «Западная», где складированы извлеченные из недр руды и вмещающие породы. Из штольни изливаются рудничные воды, содержащие в своем составе тонкую взвесь гидроксидов железа, марганца. В составе твердой фазы снежного покрова установлены рудные минералы и продукты разрушения окolorудных измененных пород. Минеральный состав твердого осадка снежного покрова позволяет предполагать длительное загрязнение почв на окружающей территории токсичными химическими элементами при выветривании эндогенных минералов.

Проба снега Ю-1 отобрана в долине р. Джиды, на границе рассматриваемой природно-техногенной системы. Минеральный состав в твердом остатке снега представлен в основном продуктами физического и химического выветривания пород. Здесь определены устойчивые к выветриванию кварц, магнетит, биотит, амфибол. Минеральный состав твердой фазы снежного покрова здесь сформирован за счет ветрового разноса пыли с нарушенной горными работами окружающей поверхности.

Таким образом, на основании минерального состава твердого осадка, выделенного из снежного покрова, можно утверждать, что пылевой состав снега формируется в основном за счет разноса рыхлых образований, непосредственно примыкающих к месту опробования снега.

Заключение

Изучение химического и минерального состава твердого осадка снежного покрова в г. Закаменске и

на прилегающих территориях показывает, что основными очагами загрязнения атмосферного воздуха являются территории складирования техногенных отходов. Наиболее загрязнен пылью на изучаемой территории снежный покров в верхней части долины р. Мыргеншено, где расположено хранилище отходов добычи; долина р. Модонкуль, руч. Инкур и пади руч. Барун-Нарын и Зун-Нарын, где размещены хранилища переработки руд ДВМК и АО «Закаменск».

Содержания химических элементов в твердом остатке снежного покрова значительно превышают средние значения в почвах городов. Построены моноэлементные карты распределения содержаний токсичных элементов на территории природно-техногенной системы ДВМК и г. Закаменска, обоснован механизм формирования ореолов.

Формированию контрастных аномалий загрязнения снежного покрова взвешенными веществами благоприятствует измельчение горных пород в технологическом процессе и закисление поверхностных и подземных вод. Присутствие большого количества оксидов железа свидетельствует об окислительной обстановке на рассматриваемой территории, токсичные элементы в составе взвеси оксидов могут мигрировать на большие расстояния [Воронина, Плюснин, 2022].

Минеральный состав твердых осадков снежного покрова в районе исследования типичен для вольфрамовых месторождений, он может быть использован для прогноза трансформации загрязнения во времени.

Список источников

- Алексеев В.А.** Геоэкология: экологическая геохимия : учебник. 2-е изд., перераб. Ростов н/Д : Феникс, 2017. 685 с.
- Будаева Ю.С., Таловская А.В., Язиков Е.Г., Торосян Е.С.** Эколого-геохимическая оценка территории Г. Юрга по данным изучения снежного покрова (Кемеровская область) // Инженерная экология – 2021 : докл. междунар. симп., Москва, 01–03 декабря 2021 года. М. : Российское научно-техническое общество радиотехники, электроники и связи им. А.С. Попова, 2021. С. 123–127.
- Бычков А.Ю.** Геохимия. Часть 2 : конспект лекций. М. : МГУ, 2015. 186 с.
- Василевич М.И., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М.** Химический состав снежного покрова на территории тасжонской зоны Республики Коми // Водные ресурсы. 2011. Т. 38, № 4. С. 494–506.
- Володина Д.А., Таловская А.В.** Статистический анализ геохимических данных по составу твердой фазы снежного покрова в районах расположения цементных заводов (Юг Западной Сибири) // Проблемы экоинформатики : материалы XV Междунар. симп., Москва, 06–08 декабря 2022 года / под ред. Ф.А. Мкртчяна. М. : Московское НТО радиотехники, электроники и связи им. А.С. Попова, 2022. С. 161–165.
- Воронина Ю.С., Плюснин А.М.** Оценка аэрозольного загрязнения в местах складирования отходов ДВМК // Современные направления развития геохимии : материалы Всероссийской конференции (с участием зарубежных ученых), посвященной 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, Иркутск, 21–25 ноября 2022 года. Иркутск : Институт географии им. В.Б. Сочавы Сибирского отделения Российской академии наук, 2022. С. 116–118.
- ГОСТ Р 8.777-2011.** Государственная система обеспечения единства измерений. Дисперсный состав аэрозолей и взвесей. Определение размеров частиц по дифракции лазерного излучения. М.: Стандартинформ, 2012. 8 с.
- Кирина В.Д., Таловская А.В., Язиков Е.Г.** Динамика пылевой нагрузки на снеговой покров на территории г. Кемерово // Инженерная экология – 2023 : материалы международного симпозиума, Москва, 05–07 декабря 2023 года. М. : Российское научно-техническое общество радиотехники, электроники и связи им. А.С. Попова, 2023. С. 218–221.
- Мынбаева Б.Н., Есиркепова А.С.** Оценка качества атмосферного воздуха г. Алматы математическими методами // Успехи современного естествознания. 2011. № 5. С. 122–124.
- Осипова Н.А., Осипов К.Ю., Таловская А.В. и др.** Содержание токсичных элементов в уличной пыли и оценка риска для здоровья человека (Междуреченск, Южный Кузбасс) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2023. Т. 334, № 3. С. 229–244.

Осипова Н.А., Таловская А.В., Язиков Е.Г. [и др.] Содержание полициклических ароматических углеводородов в уличной пыли угледобывающего региона Южного Кузбасса // Вестник Забайкальского государственного университета. 2024. Т. 30, № 2. С. 21–35.

Плюснин А.М., Воронина Ю.С., Украинцев А.В., Чернявский М.К., Перязева Е.Г., Чебыкин Е.П. Загрязнение атмосферы от хранилищ отходов добычи и переработки вольфрамо-молибденовых руд // Геохимия. 2023. Т. 68, № 11. С. 1–17.

Плюснин А.М., Гунин В.И. Природные гидрогеологические системы, формирование химического состава и реакция на техногенное воздействие (на примере Забайкалья). Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 2001. 137 с.

Просекин С.Н., Амосова А.А., Чубаров В.М., Бычинский В.А. Оценка эколого-геохимического состояния техногенно-нагруженных пригородных районов г. Шелехов и г. Иркутск по данным снегогеохимического мониторинга // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 140–153.

Смирнова Д.Н. Экологическая оценка качества атмосферного воздуха методом лишеноиндикации // Научный поиск. 2014. № 2.1. С. 88.

Смирнова О.К., Плюснин А.М. Джидинский рудный район (проблемы состояния окружающей среды). Улан-Удэ : Бурятский научный центр Сибирского отделения РАН, 2013. 181 с.

Чередова Т.В., Дорошкевич С.Г. Гранулометрический и минеральный состав твердого осадка снегового покрова на территориях г. Улан-Удэ, подверженных техногенному изменению // Кожа и мех в XXI веке: технология, качество, экология, образование : материалы XVII Междунар. науч.-практ. конф., Улан-Удэ, 11–13 декабря 2021 года. Улан-Удэ : Восточно-Сибирский государственный университет технологий и управления, 2022. С. 100–105.

References

Alekseenko V.A. *Geokologiya: ekologicheskaya geokhimiya* [Geoecology: Environmental Geochemistry]: uchebnik. 2-e Izd., pererab. Rostov-na-Donu: Feniks, 2017. 685 p. In Russian

Budaeva Yu.S., Talovskaya A.V., Yazikov Ye.G., Torosyan Ye.S. *Ekologo-geokhimicheskaya otsenka territorii G. Yurga po dannim izucheniya snegovogo pokrova (Kemerovskaya oblast)* [Ecological and geochemical assessment of the territory of G. Yurga based on the study of snow cover (Kemerovo Region)] // Inzhenernaya ekologiya – 2021: Dokladi mezhdunarodnogo simpoziuma, Moskva, 01–03 dekabrya 2021 goda. M.: Rossiiskoe nauchno-tekhnicheskoe obshchestvo radiotekhniki, elektroniki i svyazi im. A.S. Popova, 2021. pp. 123–127. In Russian

Bichkov A.Yu. *Geokhimiya. Chast 2: konspekt lektzii* [Geochemistry. Part 2: Lecture Notes]. Moscow: MGU, 2015. 186 p. In Russian
Vasilevich M.I., Beznosikov V.A., Kondratenok B.M. *Khimicheskii sostav snegovogo pokrova na territorii taezhnoi zoni Respubliki Komi* [Chemical composition of the snow cover in the taiga zone of the Komi Republic] // Vodnie resursy [Water resources]. 2011. V. 38, No. 4. pp. 494–506. In Russian

Volodina D.A., Talovskaya A.V. *Statisticheskii analiz geokhimicheskikh dannikh po sostavu tverdoi fazi snegovogo pokrova v raionakh raspolozheniya tsementnykh zavodov (Yug Zapadnoi Sibiri)* [Statistical analysis of geochemical data on the composition of the solid phase of snow cover in the areas where cement factories are located (South of Western Siberia)] // Problemi ekoinformatiki : Materiali XV Mezhdunarodnogo simpoziuma, Moskva, 06–08 dekabrya 2022 goda / Pod redaktsiei F.A. Mkrtchyan. Moscow : Moskovskoe NTO radiotekhniki, elektroniki i svyazi im. A.S. Popova, 2022. pp. 161–165. In Russian

Voronina Yu.S., Plyusnin A.M. *Otsenka aeroloznogo zagryazneniya v mestakh skladirovaniya otkhodov DVMK* [Assessment of aerosol pollution at waste storage sites] // Sovremennye napravleniya razvitiya geokhimii : materialy Vserossiiskoi konferentsii (s uchastiem zarubezhnykh uchenikh), posvyashchyonnoi 65-letiyu Instituta geokhimii im. A.P. Vinogradova i 105-letiyu so dnya rozhdeniya akademika L.V. Tausona, Irkutsk, 21–25 noyabrya 2022 goda. Irkutsk: Institut geografii im. V.B. Sochavi Sibirskogo otdeleniya Rossiiskoi akademii nauk, 2022. pp. 116–118. In Russian

GOST R 8.777-2011. *Gosudarstvennaya sistema obespecheniya yedinstva izmerenii. Dispersnii sostav aerolei i vztvesei. Opreделение razmerov chastits po difraktsii lazernogo izlucheniya*. [State system for ensuring the uniformity of measurements. Dispersive composition of aerosols and suspensions. Determination of particle sizes by laser diffraction] Moscow : Standartinform, 2012. 8 p. In Russian

Kirina V.D., Talovskaya A.V., Yazikov Ye.G. *Dinamika pilevoi nagruzki na snegovoi pokrov na territorii g. Kemerovo* [Dynamics of dust load on snow cover in the city of Kemerovo] // Inzhenernaya ekologiya – 2023 : Materialy mezhdunarodnogo simpoziuma, Moskva, 05–07 dekabrya 2023 goda. M.: Rossiiskoe nauchno-tekhnicheskoe obshchestvo radiotekhniki, elektroniki i svyazi im. A.S. Popova, 2023. pp. 218–221. In Russian

Minbaeva B.N., Yesirkepova A.C. *Otsenka kachestva atmosfernogo vozdukha g. Almaty matematicheskimi metodami* [Assessment of the atmospheric air quality in Almaty using mathematical methods] // Uspekhi sovremennogo yestestvoznaniya. 2011. No. 5. pp. 122–124. In Russian

Osipova N.A., Osipov K.Yu., Talovskaya A.V. i dr. *Soderzhanie toksichnykh elementov v ulichnoi pili i otsenka riska dlya zdorovya cheloveka (Mezhdurechensk, Yuzhnyi Kuzbass)* [Toxic elements in street dust and human health risk assessment (Mezhdurechensk, Southern Kuzbass)] // Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesurov. 2023. V. 334, No. 3. pp. 229–244. In Russian

Osipova N.A., Talovskaya A.V., Yazikov E.G. [et al.] The content of polycyclic aromatic hydrocarbons in the street dust of the coal-mining region of the Southern Kuzbass // Bulletin of the Transbaikalian State University. 2024. V. 30, No. 2. pp. 21–35. In Russian

Plyusnin A.M., Voronina Yu.S., Ukraintsev A.V., Chernyavskii M.K., Peryazeva Ye.G., Chebikin Ye.P. *Zagryaznenie atmosfery ot khranilishch otkhodov dobichi i pererabotki volframo-molibdenovykh rud* [Atmospheric pollution from waste storage facilities for the extraction and processing of tungsten-molybdenum ores] // *Geokhimiya* [International geochemistry]. 2023. V. 68, No. 11. pp. 1–17. In Russian

Plyusnin A.M., Gunin V.I. *Prirodnye gidrogeologicheskie sistemy, formirovaniye khimicheskogo sostava i reaktsiya na tekhnogennoye vozdeistvie (na primere Zabaikalya)* [Natural hydrogeological systems, formation of chemical composition, and response to anthropogenic impact (on the example of Transbaikalia)]. Ulan-Ude : Izd-vo BNTs SO RAN. 2001. 137 p. In Russian

Prosekin S.N., Amosova A.A., Chubarov V.M., Bichinskii V.A. [Assessment of the ecological and geochemical state of technogenically loaded suburban areas in Shelekhov and Irkutsk based on snow geochemical monitoring data] // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2023. 3. pp. 140–153. In Russian

Smirnova D.N. *Ekologicheskaya otsenka kachestva atmosfernogo vozdukhа metodom likhenoidikatsii* [Environmental assessment of atmospheric air quality using lichenoidication] // Nauchnii poisk. 2014. No. 2.1. pp. 88. In Russian

Smirnova O.K., Plyusnin A.M. *Dzhidinskii rudnii raion (problemi sostoyaniya okruzhayushchei sredi)* [Dzhidinsky Ore District (Environmental Issues)]. Ulan-Ude : Buryatskii nauchnii tsentr Sibirskogo otdeleniya RAN. 2013. 181 p. In Russian

Cheredova T.V., Doroshkevich S.G. *Granulometricheskii i mineralnii sostav tverdogo osadka snegovogo pokrova na territoriyakh g. Ulan-Ude, podverzhennikh tekhnogennomu izmeneniyu* [Granulometric and mineral composition of the solid snow cover in the territories of Ulan-Ude, which are subject to technogenic changes] // Kozha i mekh v XXI veke: tekhnologiya, kachestvo, ekologiya, obrazovanie : Materiali XVII Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii, Ulan-Ude, 11–13 dekabrya 2021 goda. Ulan-Ude: Vostochno-Sibirskii gosudarstvennii universitet tekhnologii i upravleniya. 2022. pp. 100–105. In Russian

Информация об авторах:

Воронина Ю.С., преподаватель, кафедра «Промышленная экология и защита в чрезвычайных ситуациях», Восточно-Сибирский государственный университет технологий и управления, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: u_voronina96@mail.ru

Плюснин А.М., доктор геолого-минералогических наук, доцент, заведующий лабораторией гидрогеологии и геоэкологии, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: plyusnin-53@mail.ru

Чудинова О.Н., кандидат биологических наук, доцент, кафедра «Промышленная экология и защита в чрезвычайных ситуациях», Восточно-Сибирский государственный университет технологий и управления, Улан-Удэ, Россия.

E-mail: chudinova1980@inbox.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Voronina Yu.S., Lecturer, Department of Industrial Ecology and Protection in Emergency Situations, East Siberian State University of Technology and Management, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: u_voronina96@mail.ru

Plyusnin A.M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Head of the Laboratory of Hydrogeology and Geoecology, N.L. Dobretsov Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: plyusnin-53@mail.ru

Chudinova O.N., Cand. Sci. (Biology), Associate Professor, Department of Industrial Ecology and Protection in Emergency Situations, East Siberian State University of Technology and Management, Ulan-Ude, Russia.

E-mail: chudinova1980@inbox.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 06.08.2024; одобрена после рецензирования 29.05.2024; принята к публикации 20.11.2025

The article was submitted 06.08.2024; approved after reviewing 29.05.2024; accepted for publication 20.11.2025

Научная статья

УДК 504.5.06 (571.1+571.15)

doi: 10.17223/25421379/37/13

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ПРОЦЕССОВ ЛИТОСФЕРНОГО КЛАССА ДЛЯ ГЕОСИСТЕМ РАЗНЫХ ТАКСОНОМИЧЕСКИХ УРОВНЕЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)



Софья Григорьевна Платонова¹, Вадим Валерьевич Скрипко²

^{1,2} Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

² Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

¹ sgplatonova@mail.ru

² skripko@inbox.ru

Аннотация. Для Западной Сибири на разных таксономических уровнях (федеральном, региональном, субрегиональном) проведен анализ пространственных закономерностей развития процессов литосферного класса и выполнена оценка опасности их проявления, отраженная на схемах. В основе оценки использованы показатели площадной пораженности территории различными видами процессов и плотности населения.

Ключевые слова: опасные природные процессы, литосферный класс, геоэкологический подход, геосистемы, Западная Сибирь

Источник финансирования: работа выполнена в рамках государственного задания Института водных и экологических проблем СО РАН (FUFZ-2021-0007).

Для цитирования: Платонова С.Г., Скрипко В.В. Оценка опасности процессов литосферного класса для геосистем разных таксономических уровней с использованием геоэкологического подхода (на примере Западной Сибири) // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 187–207. doi: 10.17223/25421379/37/13

Original article

doi: 10.17223/25421379/37/13

ASSESSMENT OF THE HAZARDOUS PROCESSES OF THE LITHOSPHERIC CLASS FOR GEOSYSTEMS OF DIFFERENT TAXONOMIC LEVELS USING A GEOECOLOGICAL APPROACH (WESTERN SIBERIA AS A CASE STUDY)

Sofya G. Platonova¹, Vadim V. Skripko²

^{1,2} Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS, Barnaul, Russia

² Altai State University, Barnaul, Russia

¹ sgplatonova@mail.ru

² skripko@inbox.ru

Abstract. Western Siberia is a large region of Russia, including the territory of the West Siberian Plain and the Altai-Sayan mountain region. The surface of the territory is a geosystem – a geological environment that develops under the influence of natural and anthropogenic groups of factors. The structural elements of the geosystem are areas of distribution of hazardous processes of the lithospheric class. The main natural factors are geomorphological features (angles of surface inclination, density of erosional dissection), lithology, climatic conditions (humidity, temperature). Anthropogenic factors are the main type of impact of economic activity (industrial-urban, agricultural) and the nature of the territorial structure (point, linear, areal). Complex conditions determined a sharp differentiation in the development of complexes of natural processes both over the area of Western Siberia and at different taxonomic levels. The research aims to investigate the features of the spatial distribution of hazardous processes of the lithospheric class for the geosystem of Western Siberia at three taxonomic levels. The federal level is Western Siberia, the regional level is a subject of Russia (Altai Territory), the subregional level is the urban area of a large city (Barnaul). The authors use a geoecological approach to study the problem. To assess the hazard, indicators of the area affected by the territory (for cryogenic, slope and subsidence processes), density and distribution density (for erosion processes), intensity (for earthquakes) (at the federal and regional level), and an indicator of the stability of the geological environment (at the subregional level) were used. The authors introduce a concept about the individuality of development of complexes of processes of the lithospheric class for different taxonomic levels. The direction of manifestation of complexes of processes is changing: from

meridional (at the federal level) to latitudinal (at the regional level). The properties of the geosystem are transformed: from “natural” (federal level) to “natural-economic” (regional) and “natural-technogenic” (subregional). The anthropogenic component of the geosystem is strengthening, and, as a result, processes are being transformed from “natural” to “natural and natural-technogenic”. At different levels of the geosystem, the operational units of hazard analysis change – the elements of the structure: zonal physical-geographical region, geomorphological region, geomorphological subregion. Hazardous processes are represented by types (federal level), subtypes and species (regional), species and paragenetic series of species (subregional). The presented results, carried out using a geoecological approach, reflect the features of the manifestation of dangerous processes of the lithospheric class at different taxonomic levels. The findings can be used in making management decisions.

Keywords: *natural hazards processes, lithospheric class, geoecological approach, geosystems, Western Siberia*

Source of financing: The study was carried out under the state assignment of Institute for Water and Environmental Problems SB RAS with the financial support of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (FUFZ-2021-0007).

For citation: Platonova S.G., Skripko V.V. (2025) Assessment of the hazardous processes of the lithospheric class for geosystems of different taxonomic levels using a geoecological approach (Western Siberia as a case study). *Geospfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 187–207. doi: 10.17223/25421379/37/13

Введение

Оценка опасности и рисков природных процессов стала важным инструментом в достижении устойчивого развития регионов мира, как за рубежом [Hestnes, Lied, 1980; Glade et al., 2005; Naturkatastrophen..., 2005; Clague, Roberts, 2012; Spooner et al., 2013; García-Soriano et al., 2020], так и в нашей стране. В России, начиная с Государственной научно-технической программы «Безопасность населения и народнохозяйственных объектов с учётом рисков возникновения природных и техногенных катастроф» (1991), проводятся комплексные исследования природных опасностей и рисков. За последние три десятилетия появилось огромное количество работ, освещающих теоретические, методологические вопросы [Осипов и др., 1999; Опасные..., 2019], а также опыт оценки опасности и риска в регионах России с различными природно-климатическими и геодинамическими условиями [Татаринцев и др., 2023]. К настоящему моменту наработана мощная законодательная основа, регулирующая работы по изучению, мониторингу опасных процессов, инженерной защите от них [Федеральный закон..., 1994; Постановление..., 2007], а также ГОСТов, СНиПов, отраслевых СП. Практическим результатом стало создание паспортов безопасности [Приказ..., 2004], для всех субъектов и муниципальных образований РФ и паспортов климатической безопасности [Доклад..., 2017; Распоряжение..., 2020]. При такой степени научной, методологической, законодательной проработки проблемы и ее практической адаптации, тем не менее, остался неосвещенным ряд вопросов. Например, не определено отношение к территориям – объектам, которые характеризуются, как «ландшафты», «геоморфологические системы», «природно-хозяйственные системы», «геологическая среда» и др. Не всегда учитываются особенности проявления различных процессов при исследованиях разного масштаба и для различных иерархических уровней.

Применение геоэкологического подхода позволяет любые территории рассматривать как геосистемы, природно-антропогенные по своей сущности, в разном соотношении объединяющие качества природы и хозяйственного воздействия, а также по определению В.С. Преображенского [1986] сочетающие функции самоорганизации и управления. Геосистемы характеризуются динамичностью и обладают полиструктурной организацией. Структурными элементами геосистемы в зависимости от задач исследования могут быть природные, хозяйственные, административные территориальные единицы, а могут быть ареалы, обладающие различной динамической функцией, т. е. развивающихся под действием разных видов процессов.

Объектом представляемой работы является геосистема Западной Сибири на разных иерархических (таксономических) уровнях. Предмет – природные и природно-техногенные процессы литосферного класса, развитие которых приводит к изменению земной поверхности и часто представляет опасность для жизни и здоровья человека, а также угрозу функционированию объектам его жизнеобеспечения.

Цель – выявить особенности пространственного распределения опасных природных процессов литосферного класса для геосистемы Западной Сибири на разных таксономических уровнях.

Материалы и методы исследования

В настоящей работе земная поверхность – это геологическая среда, развивающаяся под воздействием природных и антропогенных групп факторов и условий, рассматриваемая в рамках геоэкологического подхода [Кочуров, 1997; Голубев, 1999; Стурман, 2023] как геосистема. Пространственными структурными элементами геосистемы являются ареалы распространения опасных природных процессов (ОПП) литосферного класса.

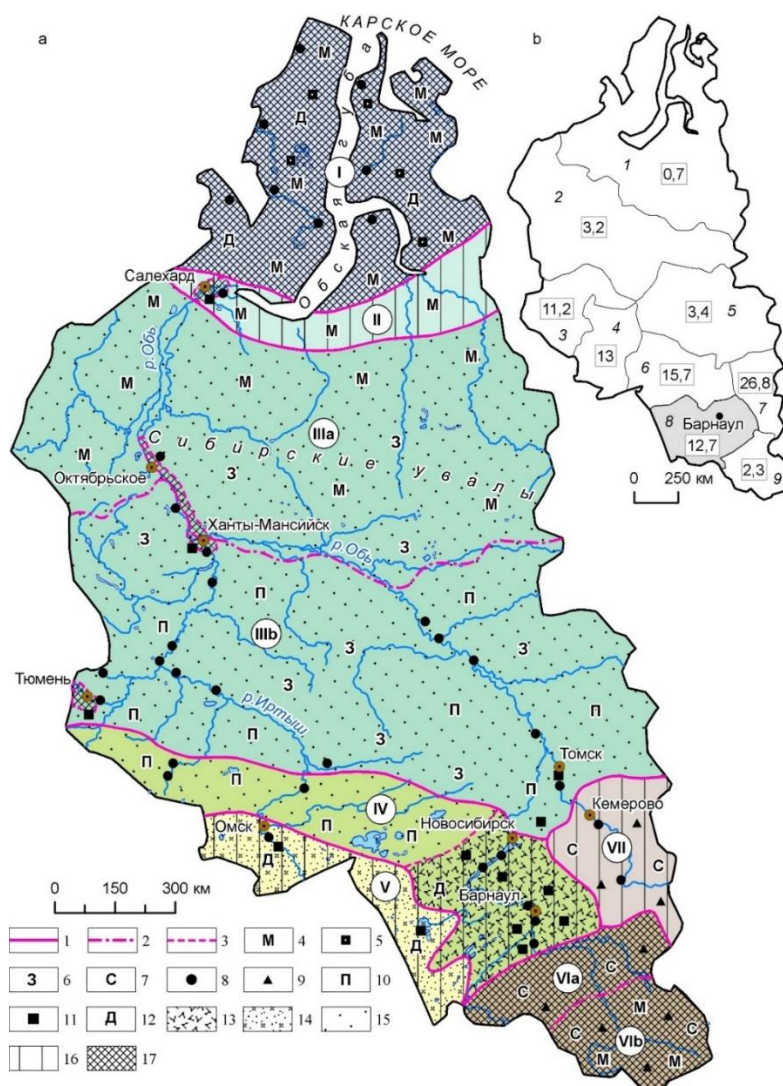


Рис. 1. Районирование Западной Сибири по развитию опасных природных процессов литосферного класса

а. Физико-географические области (подобласти) равнинной Западно-Сибирской физико-географической страны: I – тундровая; II – лесотундровая; III – лесная (IIIa – с мерзлотно-таёжными ландшафтами, IIIb – с таёжными ландшафтами); IV – лесостепная; V – степная. Горные физико-географические страны: VI – Алтайская (VIa – низкогорная, VIb – средне-высокогорная); VII – Кузнецко-Салаирская. Границы: 1 – физико-географических областей, 2 – физико-географических подобластей, 3 – отдельных ареалов интенсивного развития опасных природных процессов литосферного класса. Ведущий подтип (вид) ОПП литосферного класса: 4 – криогенный и посткриогенный (5 – термоэрозия, 6 – заболачивание); 7 – склоновый (8 – оползнеобразование, 9 – обвало-, лавино- и селеобразование); 10 – гипергенного литогенеза (просадки лёссовых грунтов); 11 – эрозионный (оврагообразование); 12 – эоловый (дефляция). Комплекс опасных природных процессов: 13 – сочетание просадок лёссовых грунтов, оползнеобразования, оврагообразования и дефляции; 14 – сочетание дефляции, вторичного засоления грунтов, просадок лёссовых грунтов, плоскостной и овражной эрозии. Совокупная опасность проявления природных процессов: 15 – средняя; 16 – высокая; 17 – очень высокая. б. Цифрами в рамке указана плотность населения по регионам (чел./км²). Регионы Западной Сибири: 1 – Ямало-Ненецкий автономный округ, 2 – Ханты-Мансийский автономный округ, 3 – Тюменская область, 4 – Омская область, 5 – Томская область, 6 – Новосибирская область, 7 – Кемеровская область, 8 – Алтайский край, 9 – Республика Алтай

Fig. 1. Zoning of Western Siberia for the development of hazardous natural processes of the lithospheric class

a. Physico-geographical regions (sub-regions) of the West Siberian physical-geographical country: I – tundra; II – forest-tundra; III – forest (IIIa – with permafrost-taiga landscapes, IIIb – with taiga landscapes); IV – forest-steppe; V – steppe. Mountain physical-geographical countries: VI – Altai (VIa – low-mountain, VIb – mid-high-mountain); VII – Kuznetsky Alatau - Salair. Boundaries: 1 – physical-geographical regions, 2 – physical-geographical sub-regions, 3 – separate areas of intensive development of hazardous natural processes of the lithospheric class. Leading subtype (species) of lithospheric class processes: 4 – cryogenic and post-cryogenic (5 – thermal erosion, 6 – waterlogging); 7 – slope (8 – landslide formation, 9 – landslide, avalanche and mudflow formation); 10 – hypergene lithogenesis (subsidence of loess soils); 11 – erosional (gully formation); 12 – aeolian (deflation). Complex of hazardous natural processes of the lithospheric class: 13 – combination of subsidence of loess soils, landslides, gully erosion and deflation; 14 – combination of deflation, secondary soil salinization, subsidence of loess soils, planar and gully erosion. Cumulative hazard of development of natural processes: 15 – average; 16 – high; 17 – very high. b. Population density in regions (persons/km²) (figures in box). Western Siberian regions: 1 – Yamalo-Nenets Autonomous Okrug, 2 – Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug, 3 – Tyumen Region, 4 – Omsk Region, 5 – Tomsk Region, 6 – Novosibirsk Region, 7 – Kemerovo Region, 8 – Altai region, 9 – Altai Republic

Природная группа факторов и условий включает геоморфологические особенности (углы наклона поверхности, густота эрозионного расчленения), литологический состав отложений, слагающих верхнюю часть геологического разреза, а также климатические условия (режим увлажнения, температура). Антропогенная группа факторов отражает характер территориальной структуры (точечный, линейный, площадной) и вид воздействия от хозяйственной деятельности (промышленно-урбанистический, сельскохозяйственный – в соответствии с классификацией А.Б. Басаликаса [1977]).

Иерархия геосистем рассмотрена в соответствии с физико-географическим районированием Н.И. Михайлова [1985] (рис. 1, *a*) с учетом пространственно-таксономических уровней природных комплексов В.Б. Сочавы [1978], геоморфологического районирования С.С. Воскресенского и соавт. [1980] и геоэкологического районирования С.Б. Кузьмина [2016].

В работе анализируются три уровня геосистемы: федеральный, представленный собственно Западной Сибирью, региональный – субъектом РФ (Алтайский край), субрегиональный – урбанизированной территорией крупного города (Барнаул) (рис. 1, *b*). Выделение уровней приводится с оговоркой, что границы понятий «федеральный», «региональный» и «локальный» в географической таксонометрии в зависимости от задач исследования и территории имеют «плавающий характер» [Кузьмин, 2009]. Разделение геосистем на «природные», «природно-хозяйственные» («природно-хозяйственные территориальные»), «природно-техногенные» в соответствие с их общими функциями представлено у К.Н. Дьяконова [1978], Г.И. Швевса [1987], А.М. Котельникова [2002] и др.

Опасные природные процессы (ОПП) рассмотрены в соответствии с общей классификацией [Осипов и др., 1999; Природные опасности..., 2002] со следующей иерархией подразделений: класс – тип – подтип – вид. Распространение ведущих видов процессов различного генезиса определялись с учётом степени пораженности ими территории и возможного проявления эффекта синергизма. Литосферный класс объединяет отдельные виды, относимые к эндогенному (дифференцированные тектонические движения земной поверхности, землетрясения) и экзогенному (эрозия, оползни и др.) типам. Но, учитывая комплексный характер проявлений, определяемый одинаковыми условиями и факторами, был сделан некоторый допуск, и на субрегиональном уровне здесь же рассмотрены процессы боковой речной эрозии и подмыва берегов, а также затопления, относящиеся к гидросферному классу.

При оценке пространственных особенностей развития отдельных процессов и их групп для геосистем федерального уровня использовались данные, опубликованные в Инженерной геологии СССР [1990]. При анализе ареалов распространения и показателей ОПП учитывались актуальные нормативные документы, регламентирующие инженерно-геологические изыскания [СП 115.13330.2016], и карты природных опасностей [Атлас..., 2005]. Из-за несоответствия информации в этих изданиях (например, к «опасной» категории относятся территории с 1–10 % площадной пораженности оползнями по [СП 115.13330.2016] и 10–25 % по [Атлас..., 2005]), категории опасности отдельных процессов приняты в соответствии с Атласом природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Российской Федерации [2005] (табл. 1). Для федерального уровня совокупная опасность определялась в границах физико-географических областей (подобластей) путем наложения ареалов распространения отдельных видов ОПП разных категорий опасности, а также плотности населения. «Плотность населения» использована в качестве интегрального показателя антропогенной нагрузки по А.Г. Исаченко [2001].

На региональном уровне в рамках геоэкологического подхода в анализируемые комплексы ОПП включены только те виды, которые оказывают наибольшее воздействие при площадном характере нагрузки на геологическую среду. При оценке степени опасности процессов овражной эрозии, дефляции и плоскостного смыва использованы материалы Атласа Алтайского края [1978] и авторские данные. Категория опасности процессов определялась для оврагов по [СП 115.13330.2016]. Опасность для всех процессов была приведена к одной шкале, поэтому для процессов плоскостной эрозии и дефляции был применен весовой коэффициент, понижающий степень опасности на одну позицию (например, «опасную» до «умеренно опасной»). При оценке опасности просадочных деформаций в категорию «неопасные» отнесены процессы с процентом поражения площади < 10 %. Всего выделены следующие степени опасности: «неопасная» (и «малоопасная») (НО), «умеренно опасная» (УО), «опасная» (О), «высокоопасная» (ВО) и «чрезвычайно опасная» (ЧО); для остальных процессов по [Атлас..., 2005].

Пространственная организация Западной Сибири отличается сложностью, определяемой огромным разнообразием природно-климатических и социально-экономических условий. Это разнообразие определило поливариантность ее структуры, которая в рамках пространственной парадигмы [Анимица,

2007; Краснаярова и др., 2016] в зависимости от поставленных задач и масштаба анализа дает возможность использовать на разных иерархических уровнях различные варианты структуры и границ геосистем (например, для одного уровня в природных, для

другого – в административных). Используя этот допуск, границы региональной геосистемы рассмотрены в административных границах (Алтайский край), а опасность проявления ОПП внутри него – в природных границах (геоморфологических элементов).

Таблица 1

Категории опасности некоторых видов природных процессов литосферного класса по [Атлас..., 2005] на федеральном уровне

Table 1

Categories of hazard of processes of the lithospheric class. Federal level [Atlas..., 2005]

Основные показатели опасности	Категории опасности процессов			
	Весьма (чрезвычайно) опасные	Опасные	Умеренно опасные	Мало опасные
<i>Криогенные (термокарст, термоэрозия овражная)</i>				
Потенциальная площадная пораженность территории, %	–	Более 50	30–50	Менее 30
<i>Склоновые (оползни)</i>				
Площадная пораженность территории, %	25–50 и более	10–25	Менее 10	–
<i>Литогенного гипергенеза (просадочность лёссовых пород)</i>				
Площадная пораженность территории, %	–	60–70	50–60	30–50
<i>Эрозионные (эрозия овражная)</i>				
Плотность оврагов современная, ед./км ²	–	2,1–5,0	0,5–2,1	Менее 0,5
Густота овражной сети современная, км/км ²	–	0,51–1,3	0,11–0,51	Менее 0,1
<i>Землетрясения</i>				
Интенсивность по шкале MSK-64, баллы	9 и более	8	7	6

В Алтайском крае, на региональном уровне, показатель «плотность населения» рассматривается как условие функционирования геосистемы. Значения плотности населения для разных районов края слабо отличаются. Повышенная плотность приурочена к городам с прилегающими к ним районами, а также отмечается вдоль федеральных автомобильных и железных дорог. На субрегиональном уровне для крупного города Барнаула анализ опасности развития ОПП рассматривался для разных типов геологической среды, выделенных в границах геоморфологических подрайонов и развивающихся в условиях промышленно-урбанистического типа воздействия.

Пространственный анализ, моделирование и картографирование на всех таксономических уровнях проведены с использованием ГИС-технологий. В качестве основы использованы космические снимки высокого пространственного разрешения, размещенные в открытом доступе на web-сервисе Google.

Результаты и их обсуждение

Федеральный уровень – Западная Сибирь. Западная Сибирь (ЗС) – российская часть Обь-Иртышского бассейна в пределах Сибирского федерального округа (Омская, Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край и Республика Алтай) и

частично Уральского ФО. В составе последнего в ЗС входит Тюменская область вместе Ханты-Мансийским (ХМАО) и Ямало-Ненецким (ЯНАО) автономными округами. На долю Западной Сибири приходится 14,3 % территории (2454,1 тыс. км²) и 10 % населения РФ [Регионы..., 2022]. Для территории характерна крайне неравномерная освоенность и низкая средняя плотность населения (см. рис. 1, б). ЗС является важным экономическим регионом страны, где сосредоточено 43,8 % российской добычи полезных ископаемых, важнейшими из которых являются уголь, нефть, газ. При этом нефтегазодобывающие предприятия расположены в северной и центральной частях ЗС, а площади развития сельского хозяйства в северных (оленоводство) и южных районах (земледелие). Юг изучаемой территории является житницей Сибири, производство сельскохозяйственной продукции здесь составляет 9,7 % объема РФ [Регионы..., 2022]. С позиций геосистемного подхода на разных иерархических уровнях ЗС рассматривалась в работе Б.А. Краснойровой и соавт. [2016].

Развитие поверхности огромной по площади Западной Сибири определяется контрастными ландшафтно-климатическими условиями и сложным геологическим строением [Четвертичная геология..., 1962; Процессы..., 1987; Рельеф..., 1988; Воскресенский, 2001].

Основная часть ЗС расположена в пределах одноименной равнинной физико-географической страны с хорошо выраженной широтной зональностью природных условий. На юге к равнине примыкают горы Алтае-Саянской горной страны. Литосферный класс природных процессов представлен экзогенным и эндогенным типами.

На Западно-Сибирской равнине верхняя часть геологического разреза сложена осадками без жестких связей, современное состояние которых суще-

ственно различается для разных районов, преобладающее значение имеют экзогенные процессы, развитие которых в первую очередь определяется зональным соотношением теплообеспеченности и увлажнения территории. Здесь проявлены практически все физико-географические зоны (области) (от тундры до сухой степи) на равнине и высотные пояса в горах (см. рис. 1, а, табл. 2). Комплексы опасных экзогенных процессов закономерно изменяются в меридиональном направлении – с севера на юг.

Таблица 2

Распространение опасных природных процессов литосферного класса в Западной Сибири
[Инженерная..., 1990; Атлас..., 2005; Платонова, 2008; СП14.13330.2018]

Table 2

Distribution of hazardous processes of the lithospheric class in Western Siberia
[Engineering..., 1990; Atlas ..., 2005; Platonova, 2008; Standards SP 14.13330.2018]

Физико-географические подразделения		Ведущий тип ОПП	Ведущий подтип: виды ОПП (степень опасности*)
Страна	Область: подобласть (индекс)		
Западно-Сибирская	Тундровая (I)	Экзогенный	Криогенный и посткриогенный: солифлюкция, оползни-оплывины, сезонные и многолетние бугры пучения (О, УО). Склоновый: оползни (до УО). Эоловый: дефляция и накопление эоловых песков (высокая). Эрозионный: термоовраги (УО, О)
	Лесо-тундровая (II)	Экзогенный	Криогенный и посткриогенный: солифлюкция, оползни-оплывины, сезонные и многолетние бугры пучения (УО, О)
	Лесная (III): с мерзлотно-таежными ландшафтами (III а)	Экзогенный	Криогенный и посткриогенный: термокарст, заболачивание (УО). Склоновые: оползни (УО)
	Лесная (III): с таежными ландшафтами (III б)	Экзогенный	Криогенный и посткриогенный: заболачивание, формирование торфяников (до УО). Склоновый: оползни (до ЧО и О – в городах). Гипергенного литогенеза: просадки (МО)
	Лесостепная (IV)	Экзогенный	Склоновый: оползни (УО, вдоль рек О). Гипергенного литогенеза: просадки (УО, О). Эрозионный: овраги (УО, О)
	Степная (V)	Экзогенный	Эоловый: дефляция (высокая). Гипергенного литогенеза: вторичное засоление грунтов (до высокой), просадки (УО, О). Эрозионный: овраги (до УО)
Алтае-Саянская	Алтайская горная (VI): низкогорная (VI а)	Эндогенный	Землетрясения (7–9 баллов) (УО, О, ВО)
	Алтайская горная (VI): средне-высокогорная (VI б)	Экзогенный	Склоновый: обвалы (О), лавины, сели, оползни (О)
		Эндогенный	Землетрясения (8–9 баллов) (О, ВО). Сейсмодислокации – разрывы в массивах горных пород, сейсмогенные оползни и обвалы
	Кузнецко-Салаирская горная (VII)	Экзогенный	Криогенный: курумы, термокарст, бугры пучения (О – локально). Склоновый: обвалы, лавины, сели (О); оползни (О)

Примечание. Степень опасности природных процессов: ЧО – чрезвычайно опасная, ВО – весьма опасная, О – опасная, УО – умеренно опасная, МО – мало опасная.

Note. Hazard levels of hazardous processes of the lithospheric class: ЧО – extremely hazardous, ВО – highly hazardous, О – hazardous, УО – moderately hazardous, МО – low-hazardous.

Развитие опасных процессов литосферного класса в Западной Сибири.

На севере Западной Сибири (от побережья Карского моря примерно до границы Сибирских Увалов)

условия распространения многолетнемерзлых пород и избыточного увлажнения грунтов определили повсеместное развитие криогенных и посткриогенных процессов.

Степень пораженности названными процессами с учетом интенсивности их проявления на поверхности большей части тундры (I) (см. рис. 1, b) и в соответствии с табл. 1 определяется как опасная (пораженность площади более 50 %), а в юго-западных районах тундры на левобережье Обской губы и лесо-тундровой области (II) – умеренно опасная (пораженность площади 30–50 %). Широкое развитие имеют солифлюкция, оползни-оплывины, сезонные и многолетние бугры пучения и другие криогенные процессы.

Южнее, в пределах лесной подобласти с мерзлотно-таежными ландшафтами (III a), интенсивность этого подтипа процессов также достаточно высокая (умеренно опасная), но характер их проявления изменяется. Здесь достаточно активен термокарст, приводящий к увеличению понижений и озер различной формы и глубины. В пределах лесной области с таежными ландшафтами (III b) на первое место выступают процессы заболачивания и формирования торфяников (умеренно опасная).

В южной части Западной Сибири площадное развитие имеют процессы гипергенного литогенеза (просадки и вторичное засоление грунтов). Просадки широко встречаются в лёссовидах (здесь и далее под лёссовидами понимаются лёссы и лёссовидные отложения с соответствии с [Методическое пособие..., 2005; Астахов и др., 2021]). Эти отложения распространены южнее 62° с. ш. (г. Ханты-Мансийск) до границы гор Алтая и отличаются по степени опасности для таежных (III b), лесостепных (IV) и степных (V) ландшафтов. Просадочные деформации имеют условно зональный характер, так как накопление лёссовидов происходило не только (и не столько) в голоцене, но и в ледниковые эпохи плейстоцена. Просадки относятся к I и II типу и классифицируются как: опасные (60–70 % пораженности территории с величиной просадок до 50 см при природном давлении), умеренно опасные (50–60 %, до 20–30 см), малоопасные (2–10 %, 30–40 см), незначительно опасные (2–10 %, менее до 20–30 см).

Эоловые процессы (выдувание и формирование новых подвижных форм рельефа) оказывают большое влияние на формирование современной поверхности в северных тундровых и южных степных районах Западной Сибири. Интенсивность их проявления оценивается как «высокая» [Инженерная..., 1990].

Овраги активно развиваются на крайнем севере в тундровой области (термоовражная эрозия) и крайнем юге в лесостепной зоне предгорий Алтае-Саянской горной области (овражная эрозия). По степени овражной опасности по соотношению показателей плотности (ед./км²) / густоты (км/км²) территории подразделяются на «опасные» (плотность оврагов

2,1–5,0 ед./км², густота овражной сети 0,51–1,3 км²), «умеренно опасные» (соответственно, 0,5–2,1 ед./км², 0,11–0,51 км/км²), «мало опасные» (менее 0,5 ед./км², менее 0,1 км/км²).

Оползневые деформации развиты вдоль крутых берегов Оби и её крупных притоков, сложенных лёссами (например, в полосе от г. Ханты-Мансийска до г. Октябрьского). Степень опасности в районах их площадного развития характеризуется как «умеренно опасная» (< 10 % пораженности площади).

Эндогенные процессы в пределах ЗС проявлены в виде новейших тектонических движений, определивших дифференциацию территории ЗС на равнинные (северные и центральные части) и горные районы (на крайнем юге), что во многом определило для них разную интенсивность эрозионных и склоновых процессов и опасность их проявления.

Геосистема Западной Сибири на федеральном уровне имеет все черты «природной». Антропогенная нагрузка определяется очень низкой средней (6 чел./км²), неравномерной плотностью населения и «точечным» характером промышленно-урбанистического типа природопользования, обусловленного воздействием городов и предприятий нефте-газодобывающей промышленности, которые в площадном аспекте практически не оказывают влияния на общие особенности распространения опасных «природных процессов» литосферного класса.

Региональный уровень – Алтайский край. Алтайский край (АК) расположен на юге Западной Сибири. Площадь – 168,0 тыс. км², численность населения 2 268,2 тыс. чел. (то и другое определяют 4-е место среди субъектов РФ в Сибирском федеральном округе). Край является лидером в Западной Сибири по производству сельскохозяйственной продукции (241,6 млрд. руб./год [Регионы..., 2022]). В городах региона сосредоточены промышленные предприятия, но на долю горнодобывающей промышленности приходится небольшой объем (13,0 млрд руб., 5-е место в ЗС).

Природные условия АК определяются положением его на юго-востоке Западно-Сибирской равнины на стыке с горными сооружениями Алтае-Саянской горной страны. Близость горных сооружений и протекающая через территорию АК крупная река Обь оказали влияние на особенности рельефа и изменчивость литологического состава поверхности. Обь образует широкую (до 90 км) долину с асимметричным строением: с высоким (до 100–150 м), крутым левым берегом и террасированным правым, включающая пойму и пять надпойменных террас. Поверхность высоких (IV и V) обских террас сложена преимущественно лёссами. Остальные элементы речной долины существенно песчаные. По обе

стороны от долины Оби расположены волнистые плато (Приобское – на левом берегу, Бийско-Чумышская возвышенность – на правом), верхняя часть геологического разреза которых также сложена лёссовидными и значительно эродирована (рис. 2).

Приобское плато расчленено сквозными параллельными ложбинами древнего стока, ориентированными с юго-запада на северо-восток, в которые вложены современные реки – левые притоки Оби. Ширина отдельных ложбин 10–20 км, глубина – 50–100 м. Приобское плато и Бие-Чумышская возвышенность ограничены, соответственно, Предалтайской и Предсалаирской предгорными цокольными равнинами. На востоке равнинной части Алтайского края находится Кулундинская равнина – плоская аллювиально-озерная, существенно «песчаная» по составу.

В пределах горных районов выделяются группы низко-, средневысокогорных хребтов Алтайской горной области (северная часть гор Алтая) и низкогорий Кузнецко-Салаирской горной области (Салаирский кряж или Салаир, его западный макросклон) и Томь-Колыванской складчатой зоны (Каменское поднятие). Для северной части Алтая характерно сочетание сравнительно невысоких, редко превышающих 2000 м над уровнем моря, горных хребтов. Здесь четко прослеживается ярусность рельефа. Густота эрозионного расчленения на Алтае очень велика (расстояния между тальвегами обычно меньше 400–600 м). Глубина расчленения, наоборот, обычно не столь значительна (150–800 м). Салаир и Каменское поднятие, расположенные, соответственно, на востоке и севере края, характеризуются относительно невысокими высотными отметками (400–500 м) и холмисто-увалистым эрозионным рельефом.

Положение на границе гор и равнины и конфигурация этой границы оказали влияние на то, что смена условий тепло- и влагообеспеченности на региональном уровне изменяется не в меридиональном направлении (как для Западной Сибири), а в широтном. С запада на восток увеличивается влажность от 150–200 до 450–600 мм/год [Атлас..., 1978], определяя смену в этом же направлении степных (подзоны сухой степи, засушливой степи, нормальной степи) и лесостепных ландшафтов. При этом зачастую их границы близки к границам геоморфологических районов. В горных районах Алтая и Салаира районах наряду со степными и лесостепными широко представлены таежные ландшафты.

Развитие опасных процессов литосферного класса в Алтайском крае. Особенности распространения природных процессов на территории Алтайского края, их интенсивность, набор видов, степень опасности отличаются для разных геоморфологических районов (табл. 3).

Эрозионные процессы (овражная эрозия) имеют значительную пространственную дифференциацию, а отдельные овражные системы отличаются по генезису. Наиболее сильной овражной эрозией подвержены сложенные лёссовидными поверхностями Приобского плато, Бие-Чумышской возвышенности, Предалтайской равнины и высоких (IV–V) террас реки Оби (см. рис. 2, а).

Пораженность оврагами поверхности *Приобского плато и Предалтайской равнины* составляет 10–30 % (здесь и далее по [Атлас..., 1978; Руслые процессы..., 1996; Информационный... 2021, 2022; Состояние..., 2018, 2020]), что соотносится с «умеренно опасной» категорией [СП 115.13330.2016]. Самые высокие значения густоты и плотности оврагов (3–5 км/км² и более 10 ед./км² соответственно) отмечены на субмеридиональном отрезке (шириной 5–7 км) левобережья Оби (от Барнаула на юг) на востоке Приобского плато. Особенно в устьевых частях долин крупных левых притоков Оби – Алея и Чарыша, где пораженность оврагами достигает 25–30 % и более. Большая густота и плотность овражно-балочного расчленения обусловлены близостью местного базиса эрозии – Оби и связана с процессами суффозии, оползнеобразования. Значительную роль в развитии овражной эрозии на Приобском плато играет смещение Оби в западном направлении (влияние неотектоники), сопровождаемое подмывом левого берега.

Бие-Чумышская возвышенность и высокие (IV–V) террасы Оби, сложенные лёссовидными, обладают сходными уклонами поверхности и близки по показателям овражности. Но здесь широко развиты овраги антропогенного происхождения, которые приурочены к населенным пунктам и развитие которых находится в прямой зависимости от интенсивности хозяйственной деятельности человека [Трепетцов, 1972; Руслые процессы..., 1996; Путилин, 2002]. Большинство оврагов имеет водосборы, распаханые на 50–80 %. В целом глубина вреза оврагов на Бие-Чумышской возвышенности достигает 50 м, длина 3,5 км. Скорость роста вершин некоторых форм в северо-западной части территории составляла 10–15 м/год [Путилин, 2002]. Категория опасности овражной эрозии Бие-Чумышской возвышенности и высоких (IV–V) террас Оби по степени овражности (в соответствии с [СП 115.13330.2016]) определяется как «умеренно опасная» (площадная пораженность 10–15 %).

При этом на некоторых локальных участках в пределах Бие-Чумышской возвышенности опасность оврагообразования значительно выше (от «опасной» до «чрезвычайно опасной») и представляет угрозу для конкретных инженерных сооружений и населенных пунктов.

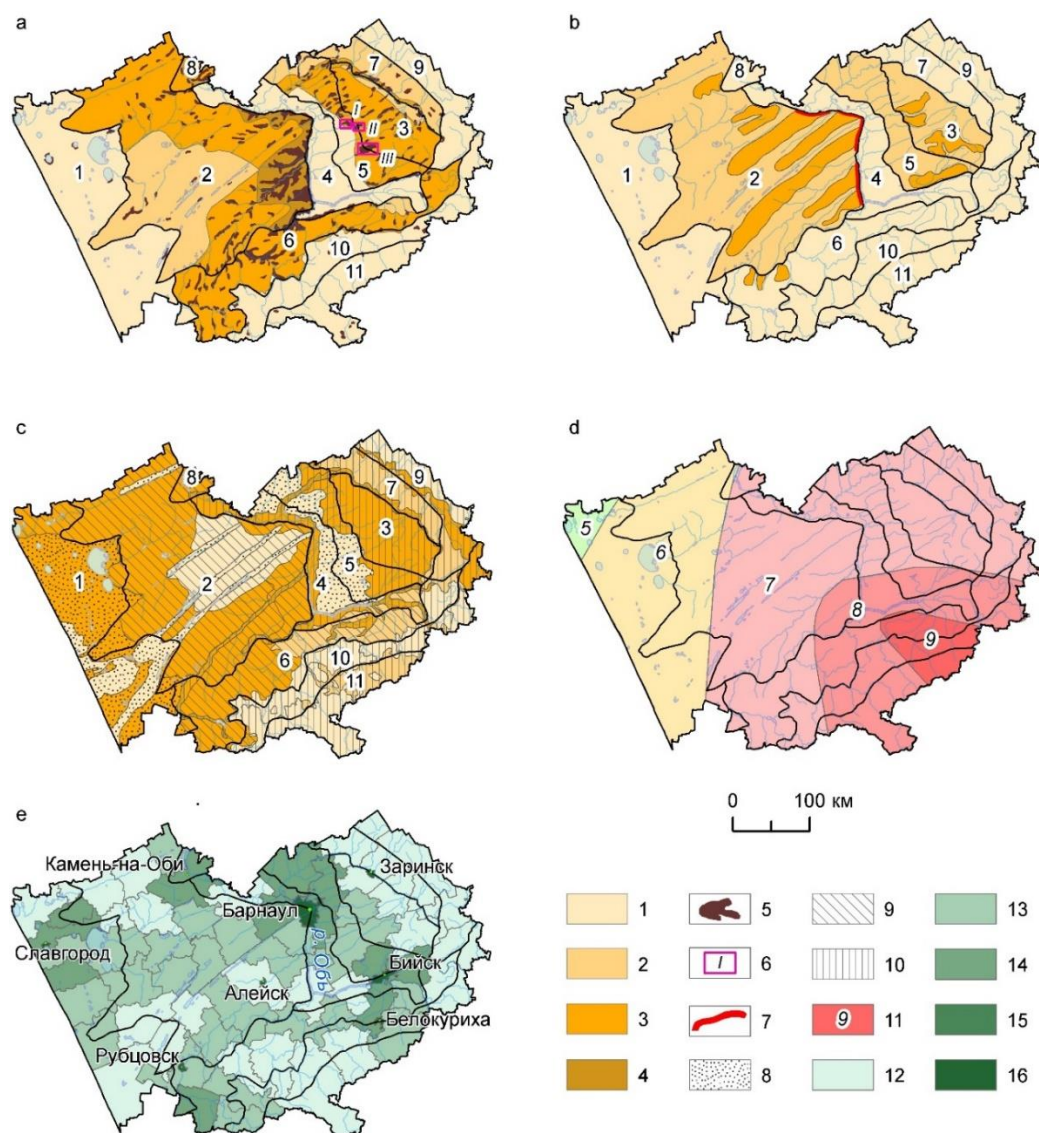


Рис. 2. Распространение опасных процессов литосферного класса на региональном уровне в Алтайском крае (с использованием материалов [Атлас..., 1978])

Геоморфологические районы: Кулундинская равнина (1), Приобское плато (2), Бие-Чумышская возвышенность (3); террасы Оби: I–III (4), IV–V (5); предгорные равнины: Предалтайская (6) и Предсалаирская (7), Каменское поднятие (8), Салаирский кряж (9), горы Алтая: низкогорье (10), средне-высокогорье (11). *Степени опасности ОПП литосферного класса:* 1 – «неопасная» (и «малоопасная») (НО), 2 – «умеренно опасная» (УО), 3 – «опасная» (О), 4 – «высокоопасная» (ВО).

а. Овражная эрозия: 5 – водосборы, пораженные оврагами; 6 – районы высокой и чрезвычайной степени овражной опасности (I – с. Романово, II – с. Налобиха, III – с. Хайрюзовка). б. Просадочные и оползневые деформации: 7 – зоны линейного распространения оползней. в. Дефляция и плоскостная эрозия. Зоны преобладающих процессов: 8 – ветровой эрозии; 9 – ветровой и водной эрозии; 10 – водной эрозии. д. Сейсмичность. 11 – изосейстовые области землетрясений: интенсивность по шкале MSK-64. е. Плотность населения по муниципальным районам (чел. км²): 12 – менее 5,0; 13 – 5,1–10,0; 14 – 10,1–20,0; 15 – 20,1–150,0; 16 – более 150,0.

Fig. 2. Hazardous processes of the lithospheric class in the Altai region (regional level) [Atlas..., 1978]

Geomorphological elements (regions): Kulunda Plain (1), Ob plateau (2), Biya-Chumysh elevation, (3); Ob terraces: I–III (4), IV–V (5); foothill plains: of the Altai mountains (6), of the Salair mountains (7); Kamensk plateau (8); Salair mountains (9); Altai mountains: low mountains (10), mid-high mountains (11). *Hazard levels of hazardous processes of the lithospheric class:* 1 – “low-hazardous”, 2 – “moderately hazardous”, 3 – “hazardous”, 4 – “highly hazardous”.

a. Gully erosion: 5 – drainage basins affected by ravines; 6 – areas of high and extreme ravine hazard (I – Romanovo, II – Nalobikha, III – Khairuzovka). b. Subsidence of loess soils and landslides: 7 – linear distribution of landslides. c. Deflation and planar erosion. Areas of dominant processes: 8 – wind erosion; 9 – wind and water erosion; 10 – water erosion. d. Seismicity. 11 – isoseismal areas of earthquakes: intensity on the MSK-64 scale. e. Population density in municipal districts (persons/km²): 12 – <5.0; 13 – 5.1–10.0; 14 – 10.1–20.0; 15 – 20.1–150.0; 16 – >150.0.

Категории опасности ведущих природных процессов литосферного класса в Алтайском крае на региональном уровне [Атлас АК, 1978; Руслые процессы..., 1996; Путилин, 2002; Состояние..., 2018, 2020; Информационный бюллетень..., 2021, 2022]

Categories of hazard of processes of the lithospheric class in the Altai region. Regional level [Atlas..., 1978; Channel processes on the rivers..., 1996; Putilin, 2002; State of the geological environment..., 2018, 2020; Information bulletin, 2021, 2022]

Геоморфологический район	Категории опасности ОПП (процент пораженной площади)*			
	Подтип (вид) ОПП			
	Эрозионный (овраги)	Эолово-эрозионный	Гипергенного литогенеза (просадки)	Склоновые (оползни)
Кулундинская равнина	НО (5–10 %)	О (>15%)	НО (<10 %)	НО (практически нет)
Приобское плато	УО (10–30 %); на востоке – О (25–30) и ЧО > 30 %	О (>15 %); НО (2–5 %) – на севере	О (60–70 %) – на водоразделах	УО (<10 %) до ЧО (>50 %) и ВО (25–50 %) вдоль берега Оби
Бие-Чумышская возвышенность	УО (10–15 %); на склонах до О (>30 %)	О (>15 %)	О (60–70 %) – на водоразделах	УО (< 10%)
IV–V террасы Оби	УО (10–15 %)	О (> 5 %)	НО (<10 %)	НО (практически нет)
I–III террасы и пойма Оби	НО (5–10 %)	НО (<2 %)	НО (< 10 %)	НО (практически нет)
Предалтайская предгорная равнина	УО (10–30 %)	НО (2–5 %); О (>15 %) – на западе; УО (5–10 %) – на востоке	УО (50–60 %)	УО (< 10 %) до ВО (25–50 %)
Предсалаирская предгорная равнина	НО (5–10 %)	УО (5–10 %)	О (60–70 %)	УО (< 10 %) до О (10–25 %) до ВО (25–50 %)
Салаир, Каменское поднятие	НО (5–10 %)	О (>15 %)	О (60–70 %)	НО (практически нет)
Алтай низкогорье	НО (5–10 %)	УО (5–10%)	НО (<10 %)	УО (<10 %) до ВО (25–50 %)
Алтай средне-высокогорье	НО (5–10 %)	УО (5–10 %)	НО (<10 %)	УО (<10 %) до ЧО (>50 %)

Примечание. Степень опасности природных процессов: ЧО – чрезвычайно опасная, ВО – весьма опасная, О – опасная, УО – умеренно опасная, НО – неопасная (и малоопасная). Степень опасности для оврагов по [СП 115.13330.2016], для остальных процессов по [Атлас..., 2005]. Для эолово-дефляционных применен понижающий весовой коэффициент.

Note. Hazard levels of hazardous processes of the lithospheric class: ЧО – extremely hazardous, ВО – highly hazardous, О – hazardous, УО – moderately hazardous, МО – low-hazardous. Hazard levels for ravines is according to [SP 115.13330.2016], for other processes according to [Atlas..., 2005]. For aeolian-deflationary processes a decreasing weighting factor is applied.

Так, например, антропогенные овражно-балочные системы длиной до 3,2 км в долине р. Бобровки у села Романово (см. рис. 2, а, участок 1) угрожают разрушением железной дороги, а у с. Налобиха (участок 2) – автодороги. Сильно поражена овражной эрозией территория участка 3 площадью около 120 км², расположенная между Большой Речкой и р. Белой (в районе с. Хайрюзовки).

Остальные территории считаются «не опасными» (5–10 % пораженности по [СП 115.13330.2016]). Кулундинская равнина характеризуется наименьшим эрозионным расчленением. Овраги и балки сравнительно небольших размеров (длиной от 30–40 м, редко до 300–500 м) приурочены в основном к террасам крупных озер. Их развитие стимулируется процессами озерной абразии. Низкие террасы (I–III)

и пойма долины Оби существенно песчаные по составу слагающих их грунтов, расчленены слабо. Поверхность Предсалаирской равнины и горные районы Алтая характеризуется сплошной задернованностью и высокой степенью залесенности. Здесь нередко в днищах долин вскрываются стойкие к размыву палеозойские породы. Поэтому современные эрозионные процессы протекают здесь замедленно. Для Салаира характерно полное отсутствие овражно-балочной сети. Это связано с тем, что его поверхность, хотя и имеет крутые склоны (до 30°), покрыта плотной дерниной и сплошь залесена. Кроме того, слагающие их плотные делювиальные суглинки имеют высокую противозерозионную устойчивость [Руслые процессы..., 1996; Состояние..., 2018, 2020; Информационный бюллетень, 2021, 2022].

Процессы гипергенного литогенеза (просадки) связаны с площадным развитием лёссовидов и максимально представлены на Приобском плато и Бие-Чумышской возвышенности (см. рис. 2, б). Мощность просадочной толщи на юге Западной Сибири варьирует от 5–7 до 12 м. Просадочность I и II типа. Коэффициент просадочности лёссовидных пород Приобского плато в среднем (как для Барнаула) составляет от 0,05 до 0,10, для Бие-Чумышской возвышенности варьирует в интервале $0,020 - \geq 0,066$ [Ивонин, 1984]. Просадочные формы представлены ложбинами – «степными блюдцами», воронками, рвами, колодцами, тоннелями. На водораздельных пространствах Приобского плато Бие-Чумышской возвышенности, а также на Предсалаирской равнине просадки классифицируются как опасные (60–70 % пораженности территории с величиной просадок до 50 см при природном давлении). На предгорной Предалтайской равнине и Каменском поднятии и Салаире – умеренно опасные (50–60 %, до 20–30 см). Верхние террасы Оби и Кулундинская равнина – неопасные (малоопасные) (менее 10 %, 30–40 см).

Склоновые процессы. Процессы гравитационной направленности (оползни совместно с обрушениями, обвалами и осыпями) прослеживаются как в пределах возвышенных береговых склонов Оби и ее крупных притоков речных долин, так и в горных и предгорных районах Алтайского края (рис. 2, б). Максимальная пораженность территории оползневыми деформациями отмечена вдоль левого берега Оби на ее субмеридиональном отрезке (от с. Усть-Чарышская Пристань до Барнаула), на востоке Приобского плато. Оползни проявляются совместно с процессами суффозии, оврагообразования. В площадном выражении проявление оползней характеризуется как умеренно опасное (< 10 % пораженности площади). Но если рассматривать более детально (на региональном и субрегиональном уровнях), то в пределах зон линейного распространения оползневых деформаций в долинах крупных рек и их притоков интенсивность проявления этого процесса достигает высоких показателей: до чрезвычайно опасных (> 50 %), весьма опасных (25–50 %), опасных (10–25 %). Для средне- и высокогорных районов Алтайская опасность оползнеобразования может достигать степени «чрезвычайно опасная» (> 50 %).

Эоловые процессы (дефляция) и водная плоскостная эрозия на региональном уровне с учетом высокой степени сельскохозяйственной освоенности территории рассматриваются совместно. Особенности проявления современных процессов, включающих смыв, размыв почв и дефлекцию, также отличаются по геоморфологическим районам АК (рис. 2, с) с учетом их ландшафтной дифференциации. Меньше всего поражены водной плоскостной эрозией Кулундинская

равнина, а также центральная и западная части Приобского плато. Среднегодовое интенсивность смыва здесь не превышает $3 \text{ м}^3/\text{га}$ в год [Атлас..., 1978; Русловые процессы, 1996]. Максимально процессы плоскостной эрозии развиты в северо-восточной части Приобского плато. Интенсивность смыва здесь в 5–10 раз выше, чем в среднем для всего плато. В предгорных районах доля эродированных земель значительно увеличивается. Наибольшие площади подверженных эрозии земель выделяются на Бие-Чумышской возвышенности и предгорьях Салаирского кряжа.

Основные массивы дефляционных пахотных земель находятся в пределах Кулундинской равнины (сухостепная подзона) и Приобского плато (подзоны засушливой степи и лесостепи). В соответствии с классификацией [Русловые процессы..., 1996] большая часть пашни отнесена к слабо дефляционной категории земель. Дефляционные процессы широко представлены на юго-западе Кулундинской равнины и вдоль ленточных боров Приобского плато. Дефляционно опасными являются пастбища с песчаными и супесчаными почвами, однако развитие дефляции на них может иметь место лишь при сильном изреживании растительного покрова, приуроченному, как правило, к местам повышенной концентрации скота – фермам, водопоям, скотопрогонам и т.п.

По степени опасности названных процессов в соответствии с [Атлас..., 1978] к категории «весьма опасная» с высокой интенсивностью проявления дефляционных процессов относятся склоны Салаирского кряжа, Бие-Чумышская возвышенность, основная часть Приобского плато, с юга ограниченной долиной Чарыша ($10\text{--}15$ и более $\text{м}^3/\text{га}$ в год), крайне западная часть Предалтайской равнины и Кулундинская равнина (более $15 \text{ м}^3/\text{га}$ в год). Категория «опасная» ($5\text{--}10 \text{ м}^3/\text{га}$ в год) характеризует земли Предсалаирской и восточной части Предалтайской равнины, а также частично склоны низкогорных хребтов, примыкающих к долине р. Катунь. «Умеренно опасная» категория ($2\text{--}5 \text{ м}^3/\text{га}$ в год) – основная часть Предалтайской равнины и северная часть Приобского плато. «Не опасная» (менее $2 \text{ м}^3/\text{га}$ в год) – долина Оби. Для сравнения: опасность для всех процессов приведена к одной шкале, поэтому для процессов плоскостной эрозии и дефляции был применен весовой коэффициент, понижающий степень опасности на одну позицию (например, «опасную» до «умеренно опасной») (рис. 2, с).

Сейсмическая опасность территории Алтайского края определяется интенсивностью возможных землетрясений от 5 до 9 баллов (ОСР-2015, карта В) (рис. 2, d) [СП14.13330.2018]. Основная часть сейсмоактивных зон расположена за пределами Алтайского края [Рогожин, Платонова, 2002].

Самым сильным за последние два десятилетия было Чуйское землетрясение 2003 г. (интенсивность 9 баллов и магнитуа 7,3) с эпицентром, расположенным примерно в 700 км от Барнаула, на юг. Землетрясение ощущалось в равнинных районах АК с интенсивностью 3–4,5 балла. Наиболее сильным сейсмическим толчком в инструментальный период наблюдений, эпицентр которого расположен непосредственно в пределах Алтайского края, было Каменское землетрясение 1965 г. интенсивностью 7 баллов на Каменском поднятии. Кроме того, сейсмическую активность проявляет фас Алтая – разлом широтного простирания, разделяющего горную и равнинную части. Современная сейсмичность фаса Алтая характеризуется достаточно большим количеством слабых и умеренных толчков с интенсивностью 3–5 баллов и магнитудой 2,5–4,2 (по данным оперативной обработки Алтае-Саянского филиала ФИЦ ЕГС РАН).

Землетрясения опасны в регионе не столько своим прямым возможным воздействием, сколько тем, что провоцируют сходы оползней в лёссовидах вдоль берегов рек. Самый крупный оползень Барнаула «Обвал Туриной горы» объемом примерно 700 тыс. м³, произошедший в 1914 г. [Швецов, 2021], с большой вероятностью был спровоцирован небольшим землетрясением (3–4 балла) Каменской зоны, эпицентр которого расположен примерно в 100 км к северу от Барнаула. Иначе говоря, даже слабые землетрясения приводят к активизации оползневых процессов.

Пространственное распределение опасных природных процессов в Алтайском крае в значительной мере контролируется рельефом. В качестве единицы их анализа рассматривается геоморфологический район с учетом ландшафтной дифференциации. Для крайне западных районов наибольшую опасность представляют процессы дефляции. В пределах Приобского плато, особенно при приближении к Оби отмечается не только высокая степень опасности процессов оползнеобразования, просадочности, оврагообразования, но очевидная их взаимосвязь, обусловившая синергетический эффект их проявлений.

На региональном уровне – в Алтайском крае – показатель «плотность населения» рассматривается как условие функционирования геосистемы. Значения плотности населения для разных районов края слабо отличаются (см. рис. 2, е). В целом геосистема Алтайского края характеризуется площадным характером сельскохозяйственного воздействия, поверхность которой имеет все черты «природно-хозяйственной системы», развивающаяся под воздействием «природных и природно-техногенных процессов».

Субрегиональный уровень – город Барнаул. Барнаул – административный и промышленный центр

Алтайского края площадью 322,01 км² [Генеральный план..., 2012] с населением 623 тыс. человек [Численность..., 2023]. Город расположен в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины в лесостепной зоне, на левом берегу р. Обь в устье ее притока Барнаулки. Основными геоморфологическими элементами территории (подрайонами) являются часть Приобского плато, вложенная в него террасированная долина р. Барнаулка и пойма реки Оби. Абсолютные отметки высот от 132–135 до 230–250 м. Долина Барнаулки включает широкую пойму и три надпойменные террасы. Климат континентальный. Среднегодовое количество осадков составляет 433 мм [Барнаул..., 2007]. В пределах плато повсеместно развиты суффозионно-просадочные явления, в долинах водотоков всех порядков активно происходят эрозийные процессы, вдоль склонов – оползневые. Деятельность подземных и поверхностных вод приводит к развитию процессов затопления и подтопления [Государственный доклад..., 2021]. Изучением и мониторингом за процессами литосферного класса в г. Барнауле занимались в разные годы коллективы специализированных организаций («АлтайТИСИЗ, Гипрокоммунстрой (г. Москва), Оползневая станция, Лаборатория русловых процессов и др.). По их данным, в результате разрушающего воздействия комплекса ОПП под влиянием хозяйственной деятельности средняя скорость отступания бровки левого склона Оби оценивается в 0,2–0,5 м в год, достигая на отдельных участках значений 2–5 м в год [Осьмушкин, Швецов, 1999; Швецов, 2021].

Развитие опасных процессов литосферного класса в Барнауле и типы геологической среды по устойчивости. Отдельные виды процессов литосферного класса развиваются как взаимосвязанные и взаимообусловленные в пределах геоморфологического элемента (подрайона), образуя парагенетические ряды ОПП (табл. 4).

Анализ территории с учетом интенсивности проявления разных видов процессов позволил выделить в пределах города три основных типа геологической среды по степени устойчивости к воздействию ОПП: весьма неустойчивый (А), неустойчивый (Б), относительно устойчивый (В) (табл. 5, рис. 3).

Весьма неустойчивый тип геологической среды (А) включает три подтипа.

Подтип А-1. Весьма неустойчивый тип с развитием более трех видов ОПП. Зона максимального поражения ОПП сосредоточена в пределах Приобского плато и его склона. Характеризуется развитием ОПП I парагенетического ряда (ведущие процессы: просадки, оползни, овраги, подмыв берегов, суффозия). Для этой зоны характерна наибольшая техногенная нагрузка.

Подтип А-2. Весьма неустойчивый тип среды с преимущественным развитием трех видов ОПП определяется развитием природно-техногенных процессов I парагенетического ряда (оползни, овраги, подмыв берегов, суффозия). Это оползневая зона – высокоурбанизированная прибрежная полоса шириной 200 м, длиной 21,5 км левобережного склона Приобского плато, обращённого к Оби.

К ней примыкает полоса высокой поймы Оби (*подтип А-3*), в пределах которой проявлены трансформации, возникшие в результате русловых процессов р. Оби, характеризующиеся значительной естественной интенсивностью. К этому участку приурочено действие ОПП I (боковая эрозия) и IV парагенетических рядов (затопление, подтопление, подмыв берегов).

Неустойчивый тип (Б) геологической среды характерен для подавляющей части территории города, представлен тремя подтипами. Геологическая среда с устойчивостью, относимой к *подтипу Б-1* с проявлением ОПП II парагенетического ряда, подвержена процессам подтопления и просадочным деформациям разномасштабного площадного и точечного распространения. Подтоплению и затоплению – процессам IV парагенетического ряда – подвержены территории *подтипа Б-2* – поймы р. Барнаулки и ее притоков – реки Пивоварки, руч. Сухой лог. Проявление этих процессов отмечается в половодье и паводочный период и имеет линейно-площадное распространение. К *подтипу Б-3* отнесены участки геологической среды с развитой овражной сетью линейно-площадного характера в бассейне реки Пивоварки и склона Приобского плато на правом берегу р. Барнаулки.

Таблица 4

Парагенетические ряды видов опасных процессов литосферного класса в Барнауле [Платонова, 2017]

Table 4

Paragenetic series of hazardous processes of the lithospheric class. Barnaul [Platonova, 2017]

Обозначение парагенетического ряда ОПП	Описание ОПП	Типы трансформаций геологической среды
I	Эрозия: боковая русловая и линейная овражная, оползневые, суффозионные процессы	Локальные точечные, дискретные линейные
II	Подтопление и просадки (в том числе техногенные)	Разномасштабные площадные и точечные
III	Овражная эрозия, склоновые процессы	Линейные
IV	Подтопление и затопление	Линейные и линейно-площадные

Таблица 5

Типизация геологической среды территории Барнаула по проявлению ОПП литосферного класса [Platonova, 2014; Платонова, 2017]

Table 5

Typification of the Barnaul geological environment according to resistance to hazardous processes of the lithospheric class [Platonova, 2014, 2017]

Тип (подтипы) геологической среды по устойчивости к ОПП		Геоморфологический подрайон	Парагенетический ряд ОПП
Характеристика	Индекс		
<i>Весьма неустойчивый</i> , с развитием более четырех видов ОПП	А-1	Приобское плато и его склоны в пределах Северной промзоны	I–II
<i>Весьма неустойчивый</i> , с развитием более трех видов ОПП	А-2	«Оползневая зона» – склоны Приобского плато	I
<i>Весьма неустойчивый</i> , с развитием трех видов ОПП	А-3	Пойма р. Оби	I, IV
<i>Неустойчивый</i> , с преимущественным развитием подтопления и просадки	Б-1	Приобское плато в пределах Северной промзоны	II
с преимущественным развитием подтопления и затопления	Б-2	пойма рек Барнаулки, Пивоварки, руч. Сухой лог	IV
с преимущественным развитием овражной эрозии	Б-3	склоны рек Пивоварка и Барнаулка	III
с преимущественным развитием просадки	Б-4	Приобское плато на левом берегу р. Барнаулки	II
<i>Относительно устойчивый</i>	В	Приобское плато на левом берегу р. Барнаулки, её высокие террасы	–

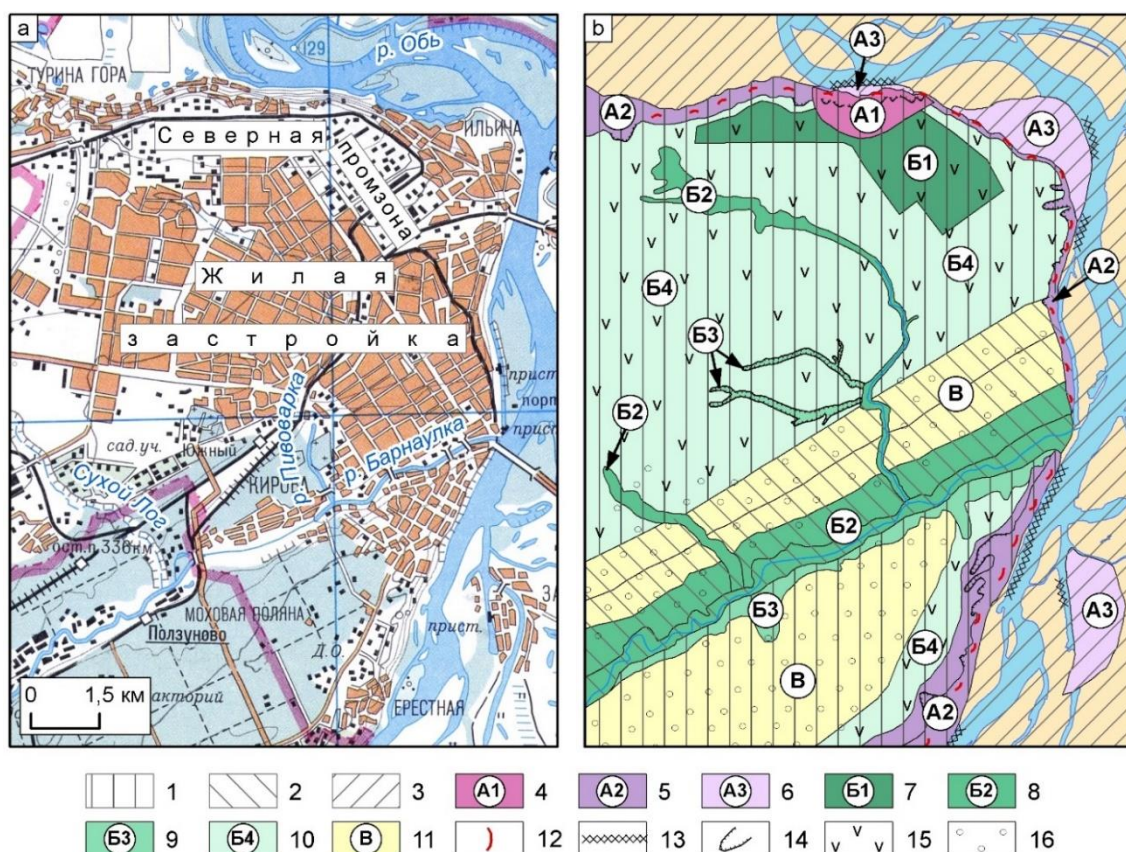


Рис. 3. Типизация природной геологической среды по устойчивости к воздействию ОПП литосферного класса на территории Барнаула (составлено на основе общегеографической (а) и инженерно-геологической карты (б) [Барнаул, 2007])

а. Общегеографическая карта. б. Геоморфологические элементы (подрайоны): 1 – Приобское плато, 2 – долина р. Барнаулки, 3 – пойма Оби. Типы геологической среды по устойчивости: 1–11 (см. табл. 5). Опасные процессы литосферного класса: 12 – оползни, 13 – подмыв берегов (боковая эрозия), 14 – овраги, 15 – просадки; 16 – эоловые формы

Fig. 3. Typification of geological environment by resistance to hazardous processes of the lithospheric class on the territory of Barnaul (based on the General geographical map (a) and engineering–geological map (b) [Barnaul, 2007])

a. General geographical map. b. Geomorphological elements (subregions): 1 – Ob plateau, 2 – Barnaulka river terraces, 3 – Ob river floodplain. Types of geological environment by stability: 1–8 (see Table 5). Hazardous processes of the lithospheric class: 12 – landslides, 13 – lateral erosion, 14 – gullies, 15 – subsidences of loess soils; 16 – aeolian landforms

Относительно устойчивый тип (В) – проявлен локально в пределах Приобского плато и на высоких террасах р. Барнаулки. Развитию процессов просадок, характерных для лёссовых грунтов, здесь препятствуют перекрывающие их эоловые отложения, закрепленные сосновым бором (состояние до массовой вырубке этого бора).

В целом развитие геологической среды урбанизированной территории контролируется литологией и углами наклона поверхности в условиях постоянного концентрированного давления жилищного и промышленного секторов крупного города. Для геосистемы Барнаула характерен промышленно-урбанистический тип природопользования с площадным характером воздействия, поверхность

которого имеет все черты «природно-техногенной системы». На субрегиональном уровне процессы литосферного класса имеют все черты «природно-техногенных».

Заключение

Геологическая среда, развивающаяся под воздействием природных и антропогенных групп факторов и условий, рассматривается в рамках геоэкологического подхода как динамичная геосистема, пространственными структурными элементами которой являются ареалы распространения опасных процессов литосферного класса. Природная группа факторов включает геоморфологические особенности (углы

наклона поверхности, густота эрозионного расчленения), литологический состав отложений, слагающих верхнюю часть геологического разреза, а также климатические условия (режим увлажнения, температура). Антропогенная группа факторов отражает характер территориальной структуры (точечный, линейный, площадной) и вид воздействия от хозяйственной деятельности (промышленно-урбанистический, сельскохозяйственный).

На основе анализа опубликованной литературы и авторских исследований представлена характеристика природных процессов литосферного класса для геосистемы Западной Сибири с позиций оценки степени опасности названных процессов на разных таксономических уровнях (федеральном, региональном и субрегиональном). В основе оценки опасности на федеральном и региональном уровне использованы показатели площадной пораженности территории (для криогенных, склоновых и просадочных процессов), густоты и плотности распространения (для эрозионных процессов), интенсивности (для землетрясений). На субрегиональном уровне – показатель устойчивости геологической среды к проявлению опасных процессов. Для всех анализируемых уровней разработаны схемы, отражающие пространственные закономерности развития процессов литосферного класса.

Установлено, что на разных таксономических уровнях с учетом зональной изменчивости природных условий Западной Сибири направленность изменений комплексов процессов может варьировать от меридиональной (на федеральном уровне) до широтной (на региональном). Свойства геосистемы трансформируются от «природной» (федеральный уровень) до «природно-хозяйственной» (региональный) и «природно-техногенной» (субрегиональный уровень). На разных уровнях изменяются характеристики преобразующих ее поверхность процессов, соответственно, от «природных» до «природных и природно-техногенных» до «природно-техногенных». При оценке степени опасности процессов литосферного класса с учетом уровня геосистемы могут изменяться операционные единицы анализа – элементы структуры (зональная физико-географическая область, геоморфологический район, геоморфологический подрайон) и уровень опасных процессов (типы – на федеральном, подтипы и виды – на региональном, виды и их парагенетические ряды – на субрегиональном уровнях).

Федеральный уровень – Западная Сибирь. Общую картину пространственной дифференциации природных опасностей литосферного класса можно определить на уровне типов процессов: экзогенных и эндогенных.

В условиях равнинной части Западной Сибири, где верхняя часть геологического разреза сложена осадками без жестких связей, современное состояние которых существенно различается для разных районов исследуемой территории, преобладающее значение имеют экзогенные процессы, развитие которых в первую очередь определяется зональным соотношением теплообеспеченности и увлажненности территории. Комплексы опасных экзогенных процессов закономерно изменяются в меридиональном направлении – с севера на юг. Главное влияние эндогенных процессов проявляется в дифференциации поверхности на равнинные и горные районы, отличающиеся по интенсивности развития и степени опасности эрозионных и склоновых процессов.

Структурные элементы геосистемы – ареалы распространения ОПП – на большей части Западной Сибири находятся в границах природных зональных физико-географических областей (подобластей). Например, в тундре наиболее широко представлены криогенные и посткриогенные процессы (солифлюкция, оползни-оплывины, сезонные и многолетние бугры пучения), характеризующиеся как опасные и умеренно опасные.

Очень низкая средняя (6 чел./км²) и пространственно неравномерная плотность населения в масштабе всей Западной Сибири, а также «точечный» характер воздействия городов и предприятий нефте-газодобывающей промышленности промышленно-урбанистического типа в площадном аспекте практически не оказывают влияния на особенности распространения опасных природных процессов литосферного класса. Поэтому на федеральном уровне геологическая среда проявляется себя как «природная» геосистема, развитие которой происходит под воздействием «природных» опасных процессов литосферного класса.

Региональный уровень – Алтайский край. На региональном уровне картина распространения ОПП становится более сложной. Общую картину природных опасностей литосферного класса можно определить на уровне ведущих подтипов и видов экзогенного типа. Природные условия на стыке равнины и горных сооружений предопределили пространственную изменчивость разных подтипов и комплексов видов экзогенных процессов в широтном направлении – с запада на восток. Развитие ОПП определяется здесь не только изменяющимися условиями температуры и увлажнения, но и приуроченностью к геоморфологическим районам, отличающимся по углам наклона поверхности, степени эрозионного расчленения, литологическому составу подстилающих пород. Поэтому структурными элементами региональной геосистемы АК являются геоморфологические районы, определяющие специфику и набор видов экзогенных процессов.

Опасные природные процессы в Алтайском крае представлены комплексами, резко отличающиеся для предгорных равнинных степных и лесостепных ландшафтов и для горных районов. Среди ОПП в пределах равнинной и предгорной части широко развиты склоновые (оползни, обвалы, лавины, сели), эрозионные (овраги), эоловые (дефляция) подтипы, а также подтипы гипергенного литогенеза (процессы суффозионно-просадочные и вторичного засоления грунтов). Проявление эндогенных процессов определяет сейсмическую опасность территории Алтайского края от 5 до 9 баллов. При этом землетрясения опасны в регионе не столько своим прямым возможным воздействием, сколько тем, что даже слабые сейсмические толчки активизируют развитие эрозионных и оползневых процессов в лёссовидах, особенно вдоль берегов крупных рек.

АК отличается относительно высокая плотность населения (12,7 чел./км²) и населенных пунктов, площадной характер воздействия сельскохозяйственного типа. Геосистема регионального уровня имеет все черты «природно-хозяйственной системы», а комплексы процессов, формирующих ее поверхность, определяются как «природные и природно-техногенные».

Субрегиональный уровень – город Барнаул. Выбранный объект исследования субрегионального уровня – урбанизированная территория крупного го-

рода – административного центра субъекта РФ. Ведущим структурным элементом, определяющим тип геологической среды Барнаула на фоне климатических условиях лесостепи и интенсивной деятельности человека, является геоморфологический подрайон с относительно однородным литологическим составом, обуславливающим одинаковый механизм протекания опасных процессов литосферного класса.

Для города характерен промышленно-урбанистический тип природопользования с площадным характером воздействия, геосистема которого имеет качества «природно-техногенной системы». Развитие геологической среды урбанизированных территорий происходит под влиянием парагенетических рядов экзогенных процессов, которые с учетом воздействия/контроля инженерного обеспечения современного города развиваются как опасные «природно-техногенные процессы».

Представленные результаты, выполненные с применением геоэкологического подхода на примере процессов литосферного класса для крупного региона России, ориентированы на выявление причинно-следственных связей проявления опасных процессов на разных таксономических уровнях и могут быть использованы при принятии управленческих решений для их пространственного и временного прогноза.

Список источников

- Анимца Е.Г.** Пространственная организация общества: постановка проблемы и концептуальные установки // Известия УрГЭУ. 2007. № 2 (19). С. 82–85.
- Астахов В.И., Пестова Л.Е., Шкатова В.К.** Лёссовиды Российской Федерации: распространение и возраст // Региональная геология и металлогения. 2021. № 87. С. 42–60.
- Атлас Алтайского края.** Москва ; Барнаул : Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. 1978. Т. 1. 222 с.
- Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Российской Федерации** / под общ. ред. С. К. Шойгу. М. : ИПЦ «Дизайн. Информация. Картография», 2005. 269 с.
- Барнаул:** научно-справочный атлас. 2-е изд. Новосибирск : Инжгеодезия, 2007. 111 с.
- Басаликас А.Б.** Отображение социально-экономических и природных факторов в функционально направленной антропогенизации ландшафтов (на примере Литвы) // Известия АН СССР. Сер. Геогр. 1977. № 1. С. 108–115.
- Воскресенский К.С.** Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России / науч. ред. и предисл. проф. Ю.Г. Симонова. М. : Изд-во географического факультета МГУ, 2001. 262 с.
- Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Спиридонов А.И., Ульянова Н.С.** Геоморфологическое районирование СССР. М. : Высшая школа, 1980. 343 с.
- Генеральный план городского округа – города Барнаула Алтайского края** // Официальный сайт г. Барнаула. URL: http://barnaul.org/strategy/proektgenplana_07_10_09 (дата обращения: 15.12.2023).
- Голубев Г.Н.** Геоэкология : учеб. для студ. высш. учеб. заведений. М. : Изд-во ГЕОС, 1999. 338 с.
- Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды в Алтайском крае в 2020 году».** Барнаул, 2021. 192 с. URL: <https://cloud.mail.ru/public/LmwY/Rcp553cC9> (дата обращения: 15.12.2023).
- Доклад о климатических рисках на территории Российской Федерации.** СПб., 2017. 106 с. URL: <https://meteoinfo.ru/images/media/books-docs/klim-riski-2017.pdf> (дата обращения: 16.10.2023).
- Дьяконов К.Н.** Становление концепции геотехнической системы // Вопросы географии. 1978. Сб. 108. С. 54–63.
- Ивонин В.М.** Условия оврагообразования в просадочных лёссовидных породах // Геоморфология. 1984. № 3. С. 59–65.
- Инженерная геология СССР.** Западно-Сибирская и Туранская плиты : В 2 кн. Кн. 1: Западно-Сибирская низменность / Герасимова А.С., Ершова С.Б., Захаров Ю.Ф. и др. М. : Недра. 1990. 330 с.
- Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Российской Федерации в 2020 году.** Вып. 44. М. : ФГБУ «Гидроспецгеология», 2021. 380 с. URL: <https://specgeo.ru/upload/iblock/c58/caebcqr40vtpkqremowf9zognpuv7nf.pdf> (дата обращения: 16.10.2023).

Информационный бюллетень о состоянии недр территории Сибирского федерального округа в 2021 г. Филиал «СРЦ ГМСН» ФГБУ «Гидроспецгеология». Вып. 18, кн. 2. Томск, 2022. 186 с. URL: <https://sfo.geomonitoring.ru/products/information/bul2021.pdf> (дата обращения: 16.10.2023).

Исаченко А.Г. Экологическая география России. СПб. : Издательский дом СПбГУ. 2001. 328 с.

Котельников А.М. Географическое обеспечение управления природопользованием в регионе. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2002. 248 с.

Кочуров Б.П. Геоэкология: экодиагностика и эколого-хозяйственный баланс территории. Смоленск, 1997. 153 с.

Красноярова Б.А., Платонова С.Г., Шарабарина С.Н., Скрипко В.В., Архипова И.В. Природно-хозяйственные системы Западной Сибири: особенности современной пространственной организации и функционирования на разных иерархических уровнях // Известия Алтайского отделения Русского географического общества. 2016. № 4 (43). С. 5–18.

Кузьмин С.Б. Опасные геоморфологические процессы и риск природопользования. Новосибирск : Изд-во «ГЕО», 2009. 195 с.

Кузьмин С.Б. Геоэкологическое районирование Сибири по опасным геоморфологическим процессам // Проблемы анализа риска. 2016. Т. 13. № 3. С. 34–47.

Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к Госгеокарте-1000/3 / под ред. Е.А. Мининой, В.В. Старченко. СПб. : ВСЕГЕИ, 2005. 190 с.

Михайлов Н.И. Физико-географическое районирование. М. : Изд-во МГУ, 1985. 184 с.

Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии. Владикавказ: ГФИ ВНИЦ РАН, 2019. 806 с.

Осипов В.И., Королёв В.А., Мамаев Ю.А., Рагозин А.Л. Безопасность России. Правовые, социально-экономические и научно-технические аспекты. Региональные проблемы безопасности с учётом риска возникновения природных и техногенных катастроф. М. : Знание, 1999. 672 с.

Осьмушкин В.С., Швецов А.Я. Опасные природно-техногенные процессы и геоэкологический мониторинг на территории г. Барнаула // Гуманизм и строительство на пороге третьего тысячелетия. Тезисы докладов Международной научно-практической конференции. Барнаул : Изд-во АлтГТУ, 1999. С. 57–60.

Платонова С.Г. Геоэкологические ограничения регионального природопользования в Западной Сибири // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2008. № 7 (45). С. 33–37.

Платонова С.Г. Типизация геологической среды Барнаула по распространению опасных геологических процессов // Аграрная наука – сельскому хозяйству : сборник статей : В 3 кн. Барнаул : РИО Алтайского ГАУ, 2017. Кн. 2. С. 363–364.

Постановление Правительства РФ от 21.05.2007 г. № 304 «О классификации чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера». URL: <https://base.garant.ru/12153609/> (дата обращения: 24.04.2023).

Преображенский В.С. Поиск в географии. М. : Просвещение, 1986. 223 с.

Приказ МЧС РФ от 25 октября 2004 г. № 484. Об утверждении типового паспорта безопасности территорий субъектов Российской Федерации и муниципальных образований. URL: <https://mchs.gov.ru/dokumenty/763> (дата обращения: 16.10.2023).

Природные опасности и общество. Тематический том / под ред. В.А. Владимировой, Ю.Л. Воробьева, В.И. Осипова. М. : Издательская фирма «КРУК», 2002. 248 с.

Процессы формирования рельефа Сибири / Флоренсов Н.А., Ивановский Л.Н., Уфимцев Г.Ф. и др. Новосибирск : Наука, 1987. 185 с.

Путилин А.Ф. Эрозия почв в лесостепи Западной Сибири. Новосибирск : Изд-во ИВЭП СО РАН, 2002. 184 с.

Распоряжение Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации от 19.05.2021 г. № 16-р «Об утверждении типового паспорта климатической безопасности территории субъекта Российской Федерации» в целях исполнения Национального плана мероприятий первого этапа адаптации к изменениям климата на период до 2022 года, утвержденного распоряжением Правительства Российской Федерации от 25 декабря 2019 г. № 3183-р // Собрание законодательства Российской Федерации. 2020. № 1. Ст. 115. URL: <https://rulaws.ru/acts/Rasporyazhenie-Minprirody-Rossii-ot-19.05.2021-N-16-r/> (дата обращения: 09.12.2023).

Регионы России. Социально-экономические показатели. 2022 : стат. сб. / Росстат. М., 2022. 1122 с. URL: https://rosstat.gov.ru/storage/mediabank/Region_Pokaz_2022.pdf (дата обращения: 30.05.2023).

Рельеф Западно-Сибирской равнины / Земцов А.А., Мизеров Б.В., Николаев В.А. и др. Новосибирск : Наука, 1988. 192 с.

Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М. : ОИФЗ РАН. 2002. 130 с.

Русловые процессы на реках Алтайского региона / под ред. проф. Р.С. Чалова. М. : Изд-во МГУ. 1996. 244 с.

Состояние геологической среды (недр) территории Сибирского федерального округа в 2017 году. Информационный бюллетень. Вып. 14. Томск : Д-принт, 2018. 178 с. URL: <https://sfo.geomonitoring.ru/products/information/bul2017.pdf> (дата обращения: 16.10.2023).

Состояние геологической среды (недр) территории Сибирского федерального округа в 2019 году. Информационный бюллетень. Вып. 16. Томск, 2020. 202 с. URL: <https://sfo.geomonitoring.ru/products/information/bul2019.pdf> (дата обращения: 16.10.2023).

Сочава Б.В. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск : Наука, 1978. 319 с.

СП 115.13330.2016. Геофизика опасных природных воздействий. М. : Стандартинформ, 2016. 31 с. URL: <https://www.minstroyrf.gov.ru/docs/17066/> (дата обращения: 16.10.2023).

СП 14.13330.2018. Строительство в сейсмических районах. М. : Стандартинформ, 2018. 208 с. URL: <https://minstroyrf.gov.ru/docs/17067/> (дата обращения: 16.10.2023).

Стурман В.И. Геоэкология : учеб. пособие для вузов. 5-е изд., стер. СПб. : Лань, 2023. 228 с.

Татаринцев С.А., Бармин А.Н., Валов М.В., Синцов А.В., Беляев Д.Ю., Бармина Е.А., Занозин В.В., Колчин Е.А. Техногенные опасности аридных территорий: показатели, критерии, оценки, прогнозы. Астрахань : Сорокин Роман Васильевич, 2023. 164 с.

Трепетцов Е.В. Современные геологические процессы и явления в Алтайском крае и их инженерно-геологическая характеристика // Современные геологические процессы и строительство. М., 1972. Т. XVI. С. 241–258.

Федеральный закон от 21 декабря 1994 г. № 68-ФЗ «О защите населения и территорий от ЧС природного и техногенного характера». URL: <https://mchs.gov.ru/dokumenty/5788> (дата обращения: 16.10.2023).

Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Труды института геологии и геофизики. Выпуск 27. Четвертичная геология и геоморфология Сибири / ред. В.Н. Сакс. Новосибирск : СО РАН, 1962. 177 с.

Численность постоянного населения Российской Федерации по муниципальным образованиям на 1 января 2023 года (с учётом итогов Всероссийской переписи населения 2020 г.). URL: <https://rosstat.gov.ru/compendium/document/13282> (дата обращения: 17.05.2023).

Швебе Г.И. Концепция природно-хозяйственных территориальных систем и принципы рационального природопользования // География и природные ресурсы. 1987. № 24. С. 30–38.

Швецов А.Я. Лёссы Алтай. Барнаул : Новый формат, 2021. 152 с.

Glade T., Anderson M.G., Crozier M.J. (ed.). *Landslide hazard and risk*. Chichester: Wiley, 2005. V. 807. P. 1–40. doi: 10.1002/9780470012659

Clague J.J., Roberts N.J. *Landslide hazard and risk* // *Landslides*. Cambridge : Cambridge University Press, 2012. P. 1–9. doi: 10.1017/CBO9780511740367.002

García-Soriano D., Quesada-Román A., Zamorano-Orozco J.J. Geomorphological hazards susceptibility in high-density urban areas: A case study of Mexico City // *Journal of South American Earth Sciences*. 2020. V. 102. doi: 10.1016/j.jsames.2020.102667

Hestnes E., Lied K. Natural-hazard maps for land-use planning in Norway // *Journal of Glaciology*. 1980. V. 26, № 94. P. 331–343. URL: <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/natural-hazard-maps-for-land-use-planning-in-norway/B77F8896566DC0A719BA2D3817144263> (дата обращения: 16.10.2023).

Naturkatastrophen und Naturrisiken in der vorindustriellen Zeit und ihre Auswirkungen auf Siedlungen und Kulturlandschaft // Herausgegeben von Winfried Schenk und Andreas Dix für den Arbeitskreis für Kulturlandschaftsforschung in Mitteleuropa ARKUM e. V. SELBSTVERLAG ARKUM e. V. BONN 2005. 480 p.

Platonova S.G. Modern morphogenesis of urban area (Barnaul city as a case study) // *The Social Transformation of the Cities and Regions in the Post-communist Countries*. Poznan : Wydawnictwo Naukowe, 2014. P. 185–192.

Spooner I. et al. Slope Failure Hazard in the Atlantic Provinces: A Review // *Atlantic Geology*. 2013. V. 49. P. 1–14. doi: 10.4138/atlgol.2013.001. URL: <https://id.erudit.org/iderudit/1062306ar> (дата обращения: 16.10.2023).

References

Animitsa E.G. *Prostranstvennaya organizatsiya obshchestva: postanovka problemy i kontseptual'nye ustanovki* [Spatial organization of society: problem statement and conceptual guidelines]. *Izvestiya UrGEU – Bulletin of the Ural State University of Economics* 2007 (2). pp. 82–85. In Russian

Astakhov V.I., Pestova L.E., Shkatova V.K. *Lessoidy Rossiyskoy Federatsii: rasprostraneniye i vozrast* [Loessoids of the Russian Federation: distribution and age]. *Regional'naya geologiya i metallogeniya – Regional geology and metallogeny*. 2021 (87). pp. 42–60. In Russian

Atlas Altayskogo kraja [Atlas of Altai region]. Moscow-Barnaul: Publishing House MDGC. 1978. V. 1. 222 p. In Russian

Atlas prirodnikh i tekhnogennykh opasnostey i riskov chrezvychaynykh situatsiy v Rossiyskoy federatsii [Atlas of natural and anthropogenic hazards and risks of extreme situations in the Russian Federation] / pod obshchey red. S. K. Shoygu. Moscow: IPC «Design. Information. Cartography». 2005. 269 p. In Russian

Barnaul: nauchno-spravochnyy atlas [Barnaul. Scientific reference atlas]. Novosibirsk: Publishing House “FSUE of Roskartographia”. 2007. 111 p. In Russian

Basalikas A.B. *Otobrazheniye sotsial'no-ekonomicheskikh i prirodnikh faktorov v funktsional'no napravlennoy antropogenizatsii landshaftov (na primere Litvy)* [Reflection of socio-economic and natural factors in functionally-oriented anthropogenization of landscape (using an example of Lithuania)] *Proceeding of the USSR Academy of SCI., Ser. Geogr.* 1. pp. 108–115. In Russian

Voskresenskiy K.S. *Sovremennyye rel'efoobrazuyushchye protsessy na ravninakh Severa Rossii* [Modern relief-forming processes on the plains of the North of Russia]. Moscow: Publishing house of the geographical faculty of Moscow State University. 2001. 262 p. In Russian

Voskresenskiy S.S., Leont'ev O.K., Spiridonov A.I., Ul'yanova N.S. *Geomorfologicheskoe rayonirovaniye SSSR* [Geomorphologic Zonation of the Soviet Union]. Moscow: Higher School Publ. 1980. 343 p. In Russian

General'nyy plan gorodskogo okruga – goroda Barnaula Altayskogo kraja [General plan of the urban district – the city of Barnaul, Altai Territory] [Electronic resource]: Official website of Barnaul. 2009. URL: http://barnaul.org/strategy/proektgenplana_07_10_09 (Data of accessed: 15.12.2023). In Russian

Golubev G.N. *Geoekologiya. Uchebnik dlya studentov vysshikh uchebnykh zavedeniy* [Geoecology. University textbook]. Moscow: Publishing House GEOS. 1999. 338 p. In Russian

Gosudarstvennyy doklad «O sostoyanii i ob okhrane okruzhayushchey sredy v Altayskom krae v 2020 godu» [State report “On the state and protection of the environment in the Altai Territory in 2020”] [Electronic resource]: Barnaul. 2021. 192 p. URL: https://minprirody.alregn.ru/doklady/eko_doklady/ (Data of accessed: 15.12.2023). In Russian

Doklad o klimaticheskikh riskakh na territorii Rossiyskoy Federatsii [Report on climate risks in the Russian Federation] [Electronic resource]: Saint Petersburg. 2017. 106 p. URL: <https://meteoinfo.ru/images/media/books-docs/klim-riski-2017.pdf> (Data of accessed: 16.10.2023). In Russian

Dyakonov K.N. *Stanovleniye kontseptsii geotekhnicheskoy sistemy* [Formation of the geotechnical system concept]. *Voprosy geografii – Geography questions*. 1978. V. 108. pp. 54–63. In Russian

Ivonin V.M. *Usloviya ovrageobrazovaniya v prosadochnykh lessovidnykh porodakh* [Conditions of gully formation in loess-like deposits liable to subsidence]. *Geomorfologiya – Geomorphology*. 1984 (3). pp. 59–65. In Russian

Inzhenernaya geologiya SSSR. Zapadno-Sibirskaya i Turanskaya plity. V 2-kh kn. Kn. 1 Zapadno-Sibirskaya nizmennost' [Engineering geology in the USSR. Western Siberian and Turanian Plates. In 2 Books. Book 1. West Siberian Lowland] / Gerasimova A.S., Ershova S.B., Zakharov Yu.F. i dr. Moscow: Publishing House “Nedra”. 1990. 330 p. In Russian

- Informatsionnyy byulleten' o sostoyanii nedr na territorii Rossiyskoy Federatsii v 2020 godu* [Information bulletin on the state of subsoil on the territory of the Russian Federation in 2020]. V. 44. Moscow: Publishing House FGBU "Gidrospeitsgeologiya". 2021. 380 p. URL: <https://specgeo.ru/upload/iblock/c58/caebcqr40vtpkqemowf9zognpuv7nf.pdf> (Data of accessed: 16.10.2023). In Russian
- Informatsionnyy byulleten' o sostoyanii nedr territorii Sibirskogo federal'nogo okruga v 2021 g.* [Information bulletin on the state of the subsoil of the territory of the Siberian Federal District in 2021] V. 18. T. 2 [Electronic resource]: Tomsk: Publishing House FGBU "Gidrospeitsgeologiya". 2022. 186 p. URL: <https://sfo.geomonitoring.ru/products/information/bul2021.pdf> (Data of accessed: 16.10.2023). In Russian
- Isachenko A.G. *Ekologicheskaya geografiya Rossii* [Ecological geography of Russia]. Publishing house of St. Petersburg State University. 2001. 328 p. In Russian
- Kotelnikov A.M. *Geograficheskoe obespechenie upravleniya prirodnopol'zovaniem v regione* [Geographic support for environmental management in the region]. Novosibirsk. Publishing House SB RAS. 2002. 248 p. In Russian
- Kochurov B.P. *Geoekologiya: ekodiagnostika i ekologo-khozyaystvennyy balans territorii* [Geoeology: ecodiagnosics and ecological-economic balance of the territory: monograph]. Smolensk. 1997. 153 p. In Russian
- Krasnoyarskaya B.A., Platonova S.G., Sharabarina S.N., Skripko V.V., Arkhipova I.V. *Prirodno-khozyaystvennye sistemy Zapadnoy Sibiri: osobennosti sovremennoy prostranstvennoy organizatsii i funktsionirovaniya na raznykh ierarkhicheskikh urovnyakh* [Natural-economics systems of Western Siberia: peculiarities of modern spatial organization and functioning at different hierarchical levels]. *Izvestiya AO RGO – Bulletin AB RGS*. 2016. 4 (43). pp. 5–18. In Russian
- Kuzmin S.B. *Opasnye geomorfologicheskie protsessy i risk prirodnopol'zovaniya* [Hazardous geomorphological processes and environmental management risks]. Novosibirsk. Publishing House SB RAS "Geo". 2009. 195 p. In Russian
- Kuzmin S.B. *Geoekologicheskoe rayonirovanie Sibiri po opasnym geomorfologicheskim protsessam* [Geoeological zoning of Siberia according to dangerous geomorphological processes]. *Problemy analiza riska – Issues of risk analysis*. 2016. V. 13 (3). pp. 34–47. In Russian
- Metodicheskoe posobie po sostavleniyu melkomasshtabnykh kart chetvertichnykh obrazovaniy k Gosgeokarte-1000/3* [Methodological manual for compiling small-scale maps of Quaternary formations for Gosgeokarta-1000/3]. / edited by E.A. Minina, V.V. Starchenko. St. Petersburg. Publishing House "Russian Geological Research Institute". 2005. 190 p. In Russian
- Mikhaylov N.I. *Fiziko-geograficheskoe rayonirovanie* [Physiographic zoning]. Moscow: Moscow State University Publishing House. 1985. 184 p. In Russian
- Opasnye prirodnye i tekhnogennye protsessy v gornykh regionakh: modeli, sistemy, tekhnologii: kollektivnaya monografiya* [Hazardous natural and man-made processes in mountain regions: models, systems, technologies: collective monograph]. Vladikavkaz. Geophysical Institute VSC RAS. 2019. 806 p. In Russian
- Osipov V.I., Korolev V.A., Mamaev Yu.A., Ragozin A.L. *Bezopasnost' Rossii. Pravovye, sotsial'no-ekonomicheskie i nauchno-tekhnicheskie aspekty. Regional'nye problemy bezopasnosti s uchetom riska vozniknoveniya prirodnykh i tekhnogennykh katastrof* [Security of Russia. Legal, socio-economic and scientific-technical aspects. Regional security problems taking into account the risk of natural and man-made disasters]. Moscow: Publishing House "Znanie". 1999. 672 p. In Russian
- Osmushkin V.S., Shvetsov A.Ya. *Opasnye prirodno-tekhnogennye protsessy i geoekologicheskii monitoring na territorii g. Barnaula* [Hazardous natural and man-made processes and geoeological monitoring in the territory of Barnaul]. *Gumanizm i stroitel'stvo na poroge tret'ego tysyacheletiya. Tezisy dokladov Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii* [Humanism and construction on the threshold of the third millennium: materials of the International Scientific Conference]. Barnaul: Altai State Technical University Publishing House. 1999. pp. 57–60. In Russian
- Platonova S.G. *Geoekologicheskie ogranicheniya regional'nogo prirodnopol'zovaniya v Zapadnoy Sibiri* [Geoeological restrictions of regional environment management in Western Siberia] // *Vestnik Altayskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta – Bulletin of Altai State Agricultural University*. 2008 (7 (45)). pp. 33–37. In Russian
- Platonova S.G. *Tipizatsiya geologicheskoy sredy Barnaula po rasprostraneniyu opasnykh geologicheskikh protsessov* [Typification of the geological environment depending on the degree of the danger of geological processes (Barnaul city as a case study)]. *Agrarnaya nauka – sel'skomu khozyaystvu: sbornik statey v 3 kn* [Agricultural science – agriculture: collection of articles]. Barnaul: Altai State Agricultural University Publishing House. 2017. V. 2. pp. 363–364. In Russian
- Postanovlenie Pravitel'stva RF ot 21.05.2007 g. № 304 «O klassifikatsii chrezvychaynykh situatsiy prirodnogo i tekhnogennogo khaktera»* [Decree of the Government of the Russian Federation (21.05.2007 № 304 "Classification of emergency situations of natural and man-made nature"]. URL: <https://base.garant.ru/12153609/> (Data of accessed: 24.04.2023). In Russian
- Preobrazhenskiy B.C. *Poisk v geografii* [Search in geography]. Moscow: Publishing House "Prosveshchenie". 1986. 223 p. In Russian
- Prikaz MChS RF ot 25 oktyabrya 2004 g. № 484. «Ob utverzhdenii tipovogo pasporta bezopasnosti territoriy sub"ektov Rossiyskoy Federatsii i munitsipal'nykh obrazovaniy»* [Order of the Department of Emergency Situations of the Russian Federation (25.10.2004. № 484) "Approval of a standard safety passport for the territories of constituent entities of Russia and municipalities"]. URL: <https://mchs.gov.ru/dokumenty/763>. (Data of accessed: 16.10.2023). In Russian
- Prirodnye opasnosti i obshchestvo. Tematicheskii tom* [Natural hazards and society. Thematic volume]. *Pod red. V.A. Vladimirova, Yu.L. Vorob'eva, V.I. Osipova*. Moscow: Publishing House "KRUK". 2002. 248 p. In Russian
- Protsessy formirovaniya rel'efa Sibiri* [Relief formation processes in Siberia] / Florensov N.A., Ivanovsky L.N., Ufimtsev G.F. et al. Novosibirsk: Publishing House Nauka. 1987. 185 p. In Russian
- Putilin A.F. *Eroziya pochv v lesostepi Zapadnoy Sibiri* [Soil erosion in forest-steppe zone of Western Siberia]. Novosibirsk: Publishing House SB RAS. 2002. 184 p. In Russian
- Rasporyazhenie Ministerstva prirodnykh resursov i ekologii Rossiyskoy Federatsii ot 19.05.2021 g. № 16-r «Ob utverzhdenii tipovogo pasporta klimaticheskoy bezopasnosti territorii sub"ekta Rossiyskoy Federatsii»* [Order of the Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation (19.05.2021 №. 3183-r). URL: <https://rulings.ru/acts/Rasporyazhenie-Minprirody-Rossii-ot-19.05.2021-N-16-r/> (Data of accessed: 09.12.2023). In Russian
- Regiony Rossii. Sotsial'no-ekonomicheskie pokazateli* [Regions of Russia. Socio-economic indicators] R32 Stat. sb. Moscow: Rosstat. 2022. 1122 p. URL: https://rosstat.gov.ru/storage/mediabank/Region_Pokaz_2022.pdf (Data of accessed: 30.05.2023). In Russian

- Rel'ef Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Relief of the West Siberian Plain] / Zemtsov A.A., Mizerov B.V., Nikolaev V.A. et al. Novosibirsk: Publishing House "Nauka. Siberian Branch". 1988. 192 p. In Russian
- Rogozhin E.A., Platonova S.G. *Ochagovye zony sil'nykh zemletryaseniy Gornogo Altaya v golotsene* [Source zones of strong earthquakes in Altai Mountains in Holocene]. Moscow: Publishing House IFZ RAS. 2002. 130 p. In Russian
- Ruslovyte protsessy na rekakh Altayskogo regiona* [Channel processes on the rivers of the Altai region] *pod. red. prof. R.S. Chalova* [under. ed. prof. R.S. Chalova]. Moscow: Moscow State University Publishing House. 1996. 244 p. In Russian
- Sostoyanie geologicheskoy sredy (nedr) territorii Sibirskogo federal'nogo okruga v 2017 godu* [State of the geological environment of the territory of the Siberian Federal District in 2017]. [Electronic resource]: *Informatsionnyy byulleten* [Bulletin]. Tomsk: Publishing House "D-prin". 2018 (14). 178 p. URL: <https://sfo.geomonitoring.ru/products/information/bul2017.pdf>. (Data of accessed: 16.10.2023). In Russian
- Sostoyanie geologicheskoy sredy (nedr) territorii Sibirskogo federal'nogo okruga v 2019 godu* [State of the geological environment of the territory of the Siberian Federal District in 2019] [Electronic resource]: *Informatsionnyy byulleten* [Bulletin]. Tomsk: Publishing House "D-prin". 2020 (16). 202 p. URL: <https://sfo.geomonitoring.ru/products/information/bul2019.pdf>. (Data of accessed: 16.10.2023). In Russian
- Sochava B.V. *Vvedenie v uchenie o geosistemakh* [Introduction to the study of geosystems]. Novosibirsk: Novosibirsk. Publishing House SB RAS "Nauka". 1978. 319 p. In Russian
- SP 115.13330.2016. *Geofizika opasnykh prirodnnykh vozdeystviy* [Standards SP 115.13330.2016]. Geophysics of hazardous natural processes]. Moscow: Moscow Publishing House "Standartinform". 2016. 31 p. URL: <https://www.minstroyrf.gov.ru/docs/17066/> (Data of accessed: 16.10.2023). In Russian
- SP14.13330.2018. *Stroitel'stvo v seysmicheskikh rayonakh artinform*. [Standards SP14.13330.2018. Construction in seismic areas]. Moscow: Moscow Publishing House "Standartinform". 2018. 208 p. URL: <https://minstroyrf.gov.ru/docs/17067/> (Data of accessed: 16.10.2023). In Russian
- Sturman V.I. *Geoekologiya: uchebnoe posobie dlya vuzov* [Geoecology. University textbook]. Saint Petersburg: Publishing House "Lan". 2023. 228 p. In Russian
- Tatarintsev S.A., Barmin A.N., Valov M.V., Sintsov A.V., Belyaev D.Yu., Barmina E.A., Zanozin V.V., Kolchin E.A. *Tekhnogennye opasnosti aridnykh territoriy: pokazateli, kriterii, otsenki, prognozy: monografiya* [Technogenic hazards of arid territories: indicators, criteria, assessments, forecasts: monograph]. Astrakhan: Publisher "Sorokin Roman Vasilievich". 2023. 164 p. In Russian
- Trepetsov E.V. *Sovremennye geologicheskie protsessy i yavleniya v Altayskom krae i ikh inzhenerno-geologicheskaya kharakteristika* [Modern geological processes and phenomena in the Altai region and their engineering-geological characteristics]. *Sovremennye geologicheskie protsessy i stroitel'stvo* – Modern geological processes and construction. Moscow. 1972. V. XYI. pp. 241–258. In Russian
- Federal'nyy zakon ot 21 dekabrya 1994 g. № 68-FZ «O zashchite naseleniya i territoriy ot ChS prirodnogo i tekhnogenno kharaktera»* [Federal Law of December (21.12.1994 N. 68–FZ "On the protection of the population and territories from natural and man-made emergencies"]. URL: <https://mchs.gov.ru/dokumenty/5788> (Data of accessed: 16.10.2023). In Russian
- Chetvertichnaya geologiya i geomorfologiya Sibiri. Trudy instituta geologii i geofiziki. Vypusk 27. Chetvertichnaya geologiya i geomorfologiya Sibiri* [Quaternary geology and geomorphology of Siberia. Transactions of the Institute of Geology and Geophysics. Issue 27. Quaternary geology and geomorphology of Siberia]. / edited by V.N. Saks. Novosibirsk: SB RAS. 1962. 177 p. In Russian
- Chislennost' postoyannogo naseleniya Rossiyskoy Federatsii po munitsipal'nym obrazovaniyam na 1 yanvarya 2023 goda (s ucheto itogov Vserossiyskoy perepisi naseleniya 2020 g.* [The size of the permanent population of the Russian Federation by municipalities as of January 1, 2023 (taking into account the results of the All-Russian Population Census of 2020). [Electronic resource]: *Federal'naya sluzhba gosudarstvennoy statistiki* [Federal State Statistics Service]. URL: <https://rosstat.gov.ru/compendium/document/13282> (Data of accessed: 17.05 2023). In Russian
- Shvebs G.I. *Kontseptsiya prirodno-khozyaystvennykh territorial'nykh sistem i printsipy ratsional'nogo prirodoopol'zovaniya* [The concept of natural-economic territorial systems and principles of rational environmental management]. *Geografiya i prirodnye resursy* – Geography and natural resources. 1987 (24). pp. 30–38. In Russian
- Shvetsov A.Ya. *Lessy Altaya* [Loess of Altai]. Barnaul: Publishing House "Novyy format". 2021. 152 p. In Russian
- Glade T., Anderson M.G., Crozier M.J. (ed.). *Landslide hazard and risk*. Chichester: Wiley. 2005. V. 807. pp. 1–40. doi:10.1002/9780470012659. In English
- Clague J.J., Roberts N.J. *Landslide hazard and risk // Landslides*; Clague J.J., Stead D. Eds. Cambridge University Press: Cambridge. UK. 2012. pp. 1–9. doi: <https://doi.org/10.1017/CBO9780511740367.002>.
- García-Soriano D., Quesada-Román A., Zamorano-Orozco J.J. *Geomorphological hazards susceptibility in high-density urban areas: A case study of Mexico City // Journal of South American Earth Sciences*. 2020. V. 102. doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102667.
- Hestnes E., Lied K. *Natural-hazard maps for land-use planning in Norway // [Electronic resource]: Journal of Glaciology*. 1980. V. 26. 94. pp. 331–343. URL: <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/naturalhazard-maps-for-landuse-planning-in-norway/B77F8896566DC0A719BA2D3817144263> (Data of accessed: 17.05 2023).
- Naturkatastrophen und Naturrisiken in der vorindustriellen Zeit und ihre Auswirkungen auf Siedlungen und Kulturlandschaft // Herausgegeben von Winfried Schenk und Andreas Dix für den Arbeitskreis für Kulturlandschaftsforschung in Mitteleuropa ARKUM e. V. SELBSTVERLAG ARKUM e. V. BONN 2005. 480 p. In German*
- Platonova S.G. *Modern morphogenesis of urban area (Barnaul city as a case study) // The Social Transformation of the Cities and Regions in the Post-communist Countries*. Poznan: Wydawnictwo Naukowe. 2014. pp. 185–192.
- Spooner I. et al. *Slope Failure Hazard in the Atlantic Provinces: A Review // Atlantic Geology*. 2013. V. 49. pp. 1–14. doi: <https://doi.org/10.4138/atlgol.2013.001>.

Информация об авторах:

Платонова С.Г., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, старший научный сотрудник, лаборатория ландшафтно-водноэкологических исследований и природопользования, Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия.
E-mail: sgplatonova@mail.ru

Скрипко В.В., кандидат географических наук, доцент, заведующий кафедрой природопользования и геоэкологии, Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; старший научный сотрудник, лаборатория ландшафтно-водноэкологических исследований и природопользования, Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия.
E-mail: skripko@inbox.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Platonova S.G., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Senior Research, Laboratory of landscape-water-ecological research and nature management, Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS, Barnaul, Russia.

E-mail: sgplatonova@mail.ru

Skripko V.V. Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Head of the Department, Altai State University, Barnaul, Russia; Senior Research, Laboratory of landscape-water-ecological research and nature management, Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS, Barnaul, Russia.

E-mail: skripko@inbox.ru

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

Статья поступила в редакцию 07.05.2024; одобрена после рецензирования 21.11.2024; принята к публикации 30.10.2025

The article was submitted 07.05.2024; approved after reviewing 21.11.2024; accepted for publication 30.10.2025

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2025. № 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 22.12.2025 г. Формат 60×84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 15,2; усл. печ. л. 14,1.
Тираж 50 экз. Заказ № 6631. Цена свободная.

Дата выхода в свет 28.01.2026 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