

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2024

№ 1

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

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



Томский государственный университет
2024

Учредитель – Томский государственный университет

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

E-mail: vasvr@yandex.ru

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

E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

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

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Бэнкс Давид, CGeoL, компания Holymoor Consultansy, Честерфилд, Университета Глазго, Великобритания

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

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

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

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

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

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

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Гертнер И.Ф., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Горбатенко В.П.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Гринев О.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Квасникова З.Н.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Краснова Т.С.**, канд. геол.-минерал. наук, начальник научного управления, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Кужевская И.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лещинский С.В.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лычагин Д.В.**, д-р физ.-мат. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Подобина В.М.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Ромашова Т.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Севастьянов В.В.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Татьянин Г.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия

Founder – Tomsk State University

“Geosphere Research”

International standard serial edition number: 2542-1379

Languages: Russian, English

Publication are non-commercial basis (FREE)

Open access

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

EDITORIAL BOARD

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

E-mail: vasvr@yandex.ru

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

E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

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

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

David Banks, CGeol, Holymoor Consultancy, Chesterfield, UK

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

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

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

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

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

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

EDITORIAL COUNCIL

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

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Nevolko P.A., Ngo T.H., Svetlitskaya T.V., Ngo T.P., Tran T.A., Tran T.H. Suoi Cun Au ore occurrence as an example of potential Carlin-type sulphide-gold mineralization in Northeast Vietnam	6
---	---

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Zolynikov I.D., Vybörnov A.B., Kirginkov E.N., Grachev I.A., Filatov E.A., Daniil'son D.A., Rogozin D.E. Суперпаводковые отложения верхнего неоплейстоцена Койбальской степи (Минусинская котловина)	26
Plyusnin A.B., Sulima A.I., Pleshkov L.D., Timofeev V.D., Trubin D.S., Alexeeva O.L. Строение артинского остаточного бассейна юга Пермского края	40

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Volchatova E.B., Bezrukova E.B., Kulagina N.B., Reshetova S.A., Žetnikov A.A., Kraynov M.A., Filin I.A. История растительности долины реки Сенцы (Окинское плато, Восточный Саян) за последние 4 700 лет	60
Podobina B.M. Биостратиграфия и фораминиферы Олигоцена Западной Сибири	74
Shpansky A.V. Stratigraphic distribution of large Quaternary mammals in the territory of the West Siberian Plain	90

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Pozhitkov P.YU. Эколо-геохимическая оценка Нижневартовска на примере изучения элементного состава нерастворимой фазы снегового покрова	121
Pupyshova M.A., Blyakharchuk T.A. Реконструкция голоценовой истории палеопожаров в среднетаежной подзоне Западной Сибири по данным макроуголькового анализа озерных отложений	135

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

Margaryan B.G., Gaidukova E.B., Sedrakyan A.M. Климатические особенности изменения температуры воздуха в холодном полугодии (бассейн реки Дебед, Армения)	152
Savchenko K.C., Nikolaeva O.P., Sitynikova V.A., Lyubimov P.V. Социально-экономические риски Республики Алтай в контексте региональных изменений климата	163

CONTENTS

GEOLOGY OF DEPOSITS

Nevolko P.A., Ngo T.H., Svetlitskaya T.V., Ngo T.P., Tran T.A., Tran T.H. Suoi Cun Au ore occurrence as an example of potential Carlin-type sulphide-gold mineralization in Northeast Vietnam	6
--	---

REGIONAL GEOLOGY

Zolnikov I.D., Vybornov A.V., Kirginekov E.N., Grachev I.A., Filatov E.A., Danilson D.A., Rogozin D.E. Megafloods deposits of the upper Pleistocene of the Koibal steppe (Minusinsk basin)	26
Plyusnin A.V., Sulima A.I., Trubin Ya.S., Pleshkov L.D., Timofeev V.D., Alekseeva O.L. Structure of the Artinsk residual basin in the south of the Perm Territory	40

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

Volchatova E.V., Bezrukova E.V., Kulagina N.V., Shchetnikov A.A., Kraynov M.A., Filinov I.A. Vegetation history of the Sentsa River Valley (Oka Plateau, East Sayan) over the past 4,700 years	60
Podobina V.M. Foraminiferal biostratigraphy on Oligocene of Western Siberia	74
Shpansky A.V. Stratigraphic distribution of large Quaternary mammals in the territory of the West Siberian Plain	90

GEOECOLOGY

Pozhitkov R.Yu. Ecological and geochemical assessment of Nizhnevartovsk on the example of studying the elemental composition of solid phase of snow cover	121
Pupysheva M.A., Blyakharchuk T.A. Reconstruction of the Holocene paleo-fire history in the middle taiga subzone of Western Siberia according to the macro-charcoal analysis of lake sediments	135

METEOROLOGY, CLIMATOLOGY

Margaryan V.G., Gaidukova E.V., Sedrakyan A.M. Climatic features of air temperature in cold semi-years (Debed River basin, Armenia)	152
Savenko K.S., Nikolaeva O.P., Sitnikova V.A., Lybimov R.V. Socio-economic risks of the Altai Republic in the context of regional climate change	163

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Original article
doi: 10.17223/25421379/30/1

SUOI CUN Au ORE OCCURRENCE AS AN EXAMPLE OF POTENTIAL CARLIN-TYPE SULPHIDE-GOLD MINERALIZATION IN NORTHEAST VIETNAM

Petr A. Nevolko¹, Tran Tuan Anh², Tatiana V. Svetlitskaya³, Tran Trong Hoa⁴,
Ngo Thi Phuong⁵, Ngo Thi Huong⁶



^{1, 3} Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

^{2, 4, 5, 6} Institute of Geological Sciences, Vietnam Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam

¹ nevolko@igm.nsc.ru

² trantuananh@vast.gov.vn

³ svt@igm.nsc.ru

⁴ trantronghoavn@gmail.com

⁵ phuongphg2017@gmail.com

⁶ ngohuong1412@gmail.com

Abstract. The territory of the northeast of Vietnam is the most important region of the country in terms of metallogeny, especially for precious and non-ferrous metals. A large number of Au, Pb, Zn, Sb, Hg, and Ni-Cu-PGE deposits are located in this territory, regionally confined to the southwestern margin of the South China Block. This region is located northeast of the Red River Shear Zone, which marks the boundary between two large geoblocks. The Song Hien rift basin is an important metallogenic region of northeastern Vietnam and extends for more than 200 km in the NW-SE direction, up to the state border with China. On the adjacent territory of China, the Song Hien structure passes into the Youjiang rift basin, where a large number of gold deposits attributed to the Carlin formation are also known. The Suoi Cun deposit is located to the east and southeast of the Cao Bang city and the large Cu-Ni-Pt-bearing mafic-ultramafic Suoi Cun massif. The mineralization is hosted by the rhyolites of the Triassic Song Hien formation and represents by hydrothermal low-temperature veins and crushing zones with chalcedonic quartz. Ore minerals in quartz-vein and metasomatically altered rhyolites are represented by pyrite, marcasite, and arsenopyrite. The amount of ore minerals is not constant and varies in a wide range from poor dissemination to 30 %. Ore zones have a zonal structure. The outer zones, 50–100 meters wide, are represented by altered rhyolites. The central part of the ore bodies is ore breccia, the fragments of which are represented by both massive pyrite aggregates and differently altered and mineralized rhyolites. The cement of the breccias is different and depends on the spatial position in the section of the ore body. The outer part of the inner mineralized zone is cemented by quartz and, more rarely, by carbonate. According to the results of Ar-Ar dating, the calculated age of hydrothermal sericite from the axial part of the mineralized zone was 218 ± 1 Ma. The main geological and mineral characteristics of the Suoi Cun deposit include: (1) the confinement of mineralization to zones of crushing and multiple breccia formation in the rhyolites of the Song Hien Formation; (2) wide development of chalcedonic quartz and marcasite, indicating low temperatures of mineral formation; (3) chloritization, sericitization, silicification, and sulfidization as the dominant types of metasomatic transformation; (4) mineral association represented by pyrite, marcasite, arsenopyrite, and stibnite; (5) absence of native gold in ores, positive correlation between gold and Carlin group elements (As, Sb, Hg, Tl); (6) relation of mineral formation with regional tectonic events, lack of genetic relationship with magmatism. Using the critical characteristics for Carlin type deposits, we conclude that the Suoi Cun deposit is represented by this formation.

Keywords: Song Hien, Vietnam, Suoi Cun, Carlin-type, gold deposits

Acknowledgment: We sincerely thank Vu Hoang Ly and Pham Ngoc Can for the helpful during research process. The special thanks are given to Nguyen Hoang and Pham Thanh Thuy for the significant English correction.

Source of financing: This research was supported by VAST, project TĐĐHQG.01/21-23 and state assignment projects of IGM SB RAS (№ 122041400237-8)

For citation: Nevolko P.A., Tran T.A., Svetlitskaya T.V., Tran T.H., Ngo T.P., Ngo T.H. (2024) Suoi Cun Au ore occurrence as an example of potential Carlin-type sulphide-gold mineralization in Northeast Vietnam. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 4. pp. 6–25. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/30/1

Научная статья
УДК 553.065.3
doi: 10.17223/25421379/30/1

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ СУОЙ КУН КАК ПРИМЕР ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАРЛИН-ТИПА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ВЬЕТНАМЕ

Петр Александрович Неволько¹, Tran Tuan Anh², Татьяна Владимировна Светлицкая³,
Tran Trong Hoa⁴, Ngo Thi Phuong⁵, Ngo Thi Huong⁶

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

^{2, 4, 5, 6} Институт геологических наук, Вьетнамская академия наук и технологий, Ханой, Вьетнам

¹ nevolko@igm.nsc.ru

² trantuananh@vast.gov.vn

³ svt@igm.nsc.ru

⁴ trantronghoa@gmail.com

⁵ phuongphg2017@gmail.com

⁶ ngoihuong1412@gmail.com

Аннотация. Было изучено рудопроявление золота Суой Кун на северо-востоке Вьетнама. Главные характеристики рудопроявления включают: (1) приуроченность оруденения к зонам дробления и брекчирования в риолитах; (2) широкое развитие халцедоновидного кварца и марказита; (3) минеральную ассоциацию, представленную пиритом, марказитом, арсенопиритом и антимонитом; (4) положительную корреляцию золота с элементами группы карлин (As, Sb, Hg, Tl); (5) связь процессов минералообразования с региональными тектоническими событиями.

Ключевые слова: Шонг Хиен, Вьетнам, Суой Кун, карлин-тип, золоторудные месторождения

Благодарности: Авторы искренне благодарят Ву Хоанг Ли и Фам Нгок Кан за помощь в процессе исследования. Особая благодарность – Нгуен Хоанг и Фам Тхань Туи за помощь в переводе текста.

Источник финансирования: Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8) и при финансовой поддержки ВАСТ (проект ТДДHQG.01/21-23).

Для цитирования: Nevolko P.A., Tran T.A., Svetlitskaya T.V., Tran T.H., Ngo T.P., Ngo T.H. Suoi Cun Au ore occurrence as an example of potential Carlin-type sulphide-gold mineralization in Northeast Vietnam // Геосферные исследования. 2024. № 1. С. 6–25. doi: 10.17223/25421379/30/1

1. Introduction

Northeast Vietnam is the most crucial region in metallogeny, incredibly precious and non-ferrous metals. A large number of Au, Pb, Zn, Sb, Hg, and Ni-Cu-PGE deposits are concentrated in this territory, regionally confined to the southwestern margin of the South China Block [Nguyen, 2008; Tran et al., 2008, 2012, 2016a, b; Anh, 2015; Nevolko et al., 2017; Svetlitskaya et al., 2015, 2017]. This region is located northwest of the Red River Shear Zone, marking the boundary between Indochina and South China blocks. The Song Hien structure, a rift intracontinental basin, is an essential metallogenic region of northeastern Vietnam and extends for more than 200 km in the NW-SE direction, up to the state border with China [Tri and Khuc, 2011]. On the adjacent territory of China, the Song Hien structure passes into the Youjiang rift basin, where a large number of gold deposits attributed to the Carlin-type formation are also known [Qiu et al., 2016; Zhang et al., 2019; Duan et al., 2020; Hu et al., 2022; Wang et al., 2022]. The sediments of the rift

basin are mainly Triassic carbonaceous shales, to varying degrees, sulfidized, united in the Song Hien formation. To a lesser extent, the Song Hien formation contains basalts and rhyolites, which are confined, as a rule, to the lower part of the section. Terrigenous carbonaceous deposits of the formation play the role of host rocks for many deposits and ore occurrences of gold, arsenic, antimony, and mercury. However, there are examples of gold deposits in the region the host rocks are igneous formations; for example, the Hat Han deposit is localized in Early Triassic gabbroids (Cao Bang Complex) [Tran et al., 2016b]. At the same time, the mineralogical and geochemical features of mineralization fully correspond to deposits localized in carbonaceous shales, including those of the Carlin-type.

The problem of the genesis of the Carlin-type gold deposits is widely discussed and hotly debated. At least several mutually exclusive hypotheses for their formation have been proposed. A number of researchers defend the magmatic nature of ores, believing that magma intrusion caused fluid circulation and ore components came from a

magma chamber [Silitoe, Bonham, 1990; Muntean et al., 2011]. Others believe that the fluid and ore components were extracted from the wall rocks during their regional metamorphism [Phillips, Powell, 1993; Large et al., 2011] or under the influence of magmatic heat. These discussions are not just academic disputes, but also have important practical implications. After all, the correct definition of the formation type directly indicates the potential of the object and dictates the geological exploration methodology. An incorrect identification of the deposit type leads geologists to search for deposits in geological settings where they do not may occur.

New obtaining data on the material composition and geological conditions of the localization of Carlin-type deposits in "atypical" regions would allow to concentrate on the key factors of ore-forming processes. Because typical features of Carlin-type deposits are to form extended belts (trends) or large ore provinces, a reasonable identification of deposit as the Carlin type significantly expands the exploration perspectives of the region as a whole.

On the one hand, rhyolites are the host rocks of the Suoi Cun Au occurrence, on the other hand, mineralogical and geochemical features of Suoi Cun's ore are similar to deposits in carbonaceous terrigenous deposits, including Carlin type gold deposits.

Therefore a detailed study of ores and mineralized rocks, supplemented by Ar-Ar isotopic data, will contribute to understanding the nature of ore-forming processes and make it possible to link mineralization processes with regional geological events. In this work, we provide new data on the geology, mineralogy, and geochemistry of ores and mineralized rocks of the Suoi Cun Au ore occurrence and discuss about possible attribution to the Carlin-style mineralization.

Our study focuses on important features of the Suoi Cun gold occurrence, which have not been previously discussed. The most important ones among them follow:

(1) detailed mineralogical studies of ores and altered rocks, including the restoration of the development history of the mineral-forming process,

(2) study of geochemical signatures of ores and altered rocks, especially in the context of the proposed Carlin-type gold mineralization,

(3) linking the process of gold mineralization with global regional tectonic events using Ar-Ar isotopic data,

(4) and the most importantly, to show many similarities between mineralization at the Suoi Cun gold occurrence with typical Carlin-type mineralization, which, in turn, can positively affect both scientific interest and increase attractiveness as a promising area for exploration in the studied region within North Vietnam.

2. Geological structure of Northeast Vietnam

The territory of Vietnam is geologically composed of two main geological units [Faure et al., 2014], the Indo-china Block in the southwest and the South China Block in the northeast [Tran et al., 2008; Zhang et al., 2013]. The collision time of these blocks is assumed to be Triassic [Lepvrier et al., 2011; Faure et al., 2014]. In this paper, we adhere to the nomenclature proposed by Tran Van Tri and Vu Khuc [2011], who distinguish the following domains in the region: Song Chay dome uplift, Lo Gam–Phu Ngu folded areas, Quang Ninh and Ha Long, and the superimposed Song Hien and An Chau depression (Fig. 1).

The Song Hien structure, located in the NE Vietnam, is a rift basin filled with volcanic-terrigenous deposits [Tran et al., 2008; Tri, Khuc, 2011], which is limited to the Cao Bang-Tien Yen and Phu Luong-Song Thuong regional faults in the northeast and southwest, respectively. The rift basin extends for more than 200 km in the NW-SE direction, up to the state border (Fig. 1). Triassic terrigenous and volcanogenic-terrigenous deposits locally intercalated with felsic lavas and their tuffs (mainly in the lower part of the stratigraphic sequence) dominate in the section of the Song Hien Basin [Faure et al., 2014] and are combined into the Song Hien Formation [Tri, Khuc, 2011]. This formation is characterized by a relatively broad distribution of gravel stones, including tuffaceous, organic and sulfide-rich black carbonaceous shales, and fine-grained sandstones. The processes of the Indosinian orogeny intensively deformed Triassic deposits.

In the north, in Yunnan and Guangxi provinces of China, these sedimentary rocks fill the large Youjiang rift basin [Guangxi BGMR, 1985; Galfetti et al., 2008], overlying the Devonian-Carboniferous-Permian-Early Triassic carbonate platform, widespread in northeastern Vietnam and southwestern China. According to Faure et al. [2016], Middle Triassic turbidite deposits in the Yujiang Basin are correlated with those of the Song Hien Structure both stratigraphically and structurally.

Sedimentation occurred during two primary cycles: (1) during the Late Permian-Early Triassic, during the rift basin formation, there were extensional conditions accompanied by intense marine volcanism and the formation of carbonaceous sedimentary rocks. (2) during the Middle Triassic development cycle of the basin, sedimentation was characterized by foreland settings and the formation of a thick section of turbidites as a result of the collision of the Indochina and South China blocks [Zeng et al., 1995; Tri, Khuc, 2011; Chen et al., 2014; Faure et al., 2014]. After the peak of the Indosinian orogeny, in the period from the Late Triassic to the Early Jurassic, the regional tectonic stress field in the newly formed orogenic belt gradually changed from compression (in the

Late Triassic) to post-orogenic longitudinal compression (in the Early Jurassic) [Chen et al., 2015; Faure et al., 2016; Qiu et al., 2016]. According to Lepvrier et al.

[1997, 2004, 2008, 2011], NE and SE strike zones were formed during this time, and thick cover structures (NE Vietnam nappe) were formed.

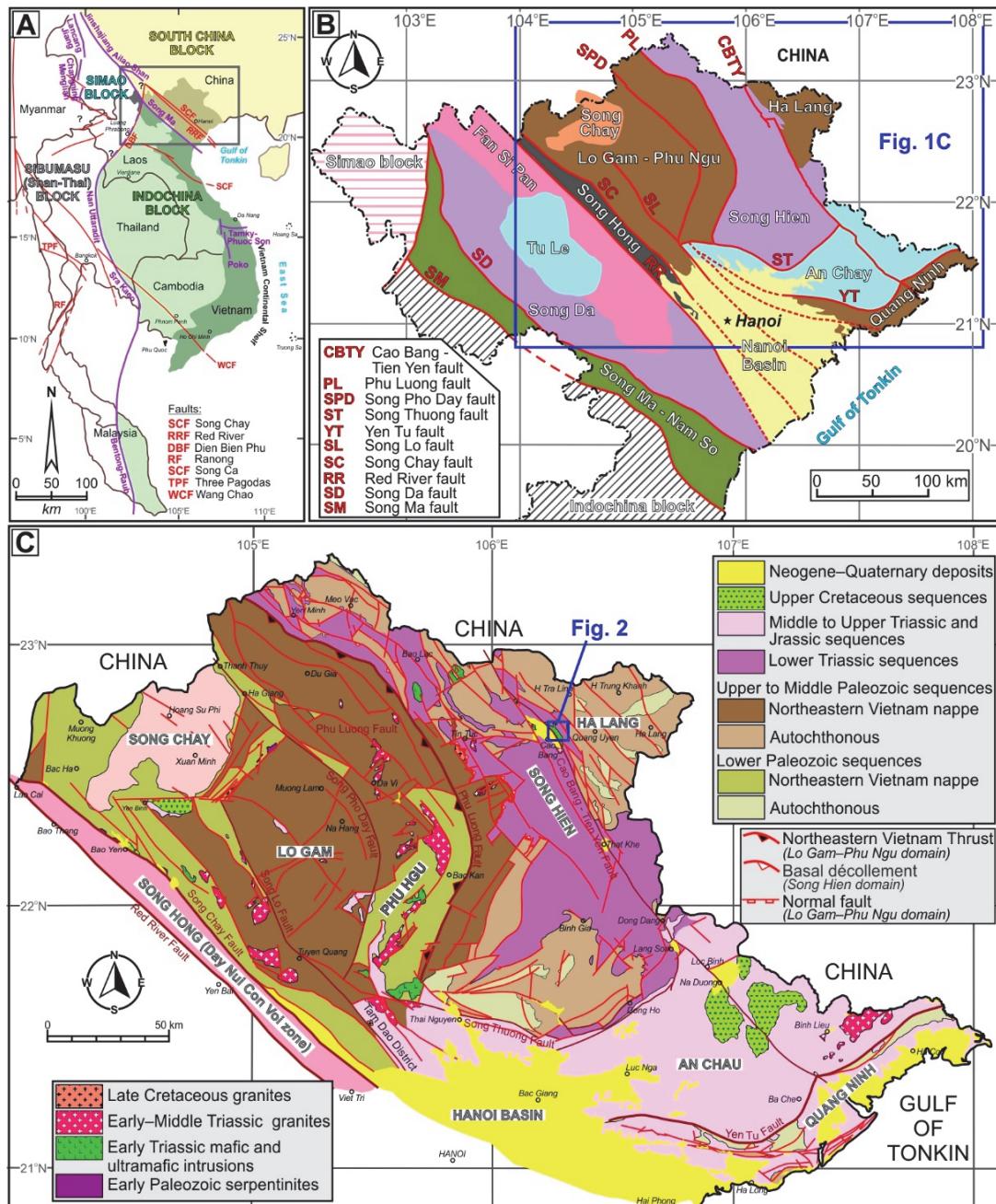


Fig. 1. A. Tectonic sketch of continental blocks and suture zones in Southeast Asia, showing the position of North Vietnam, after [Lepvrier et al., 2004]. **B.** Scheme of the main lithotectonic units (domains) of North Vietnam (modified from [Tran et al., 2008]). **C.** Generalized structural map of northeastern part of North Vietnam (compiled from [Lepvrier et al., 2004] and from the 1: 200,000 geological maps of Lang Son, Mong Cai, Hai Phong [DGMV, 1999a, 1999b, 2000])

Рис. 1. А. Тектоническая схема континентальных блоков и шовных зон в Юго-Восточной Азии, показывающая положение Северного Вьетнама по [Lepvrier et al., 2004]. **Б.** Схема основных тектонических единиц (доменов) Северного Вьетнама (по материалам [Tran et al., 2008]). **С.** Обобщенная структурно-вещественная карта северо-восточной части Северного Вьетнама (составлена по материалам [Lepvrier et al., 2004] и геологическим картам масштаба 1: 200 000 (листы Lang Son, Mong Cai, Hai Phong [DGMV, 1999a, 1999b, 2000])

Much work has been devoted to the magmatism manifested in the Song Hien structure [Tran et al., 2008; Roger et al., 2012; Chen et al., 2014; Halpin et al., 2016; Svetlitskaya et al., 2022]. Permian-Triassic magmatism in the region is characterized by developing a bimodal volcano-plutonic association, in which basaltic andesite and gabbro-dolerite are accompanied by rhyodacite-rhyolite and granite-granodiorite [Tran et al., 2008]. Ultramafic and mafic intrusions (wehrlites, lherzolites, gabronorites) are often associated with basalts and gabbro-dolerites. The age of mafic-ultramafic rocks of the Cao Bang igneous complex (LA-ICP-MS U-Pb zircons) within the Song Hien structure, vary from 274-262 to 252-248 Ma [Tran et al., 2008; Halpin et al., 2016; Svetlitskaya et al., 2022].

Rhyolites and dacites interbedded with volcanic-terrigenous deposits are widespread in the Song Hien structure; the time of their formation, estimated from zircons (LA-ICP-MS), is in the range of 254–241 Ma [Tran et al., 2008; Halpin et al., 2016; Svetlitskaya et al., 2022]. The formation of granite and granodiorite massifs on the territory of northeastern Vietnam occurred in the interval from 252 to 245 Ma in syn- and post-collision settings [Tran et al., 2008; Roger et al., 2012; Chen et al., 2014; Halpin et al., 2016]. The youngest igneous rocks in the study region are Cretaceous two-mica granites of the Pia Oak complex have been estimated to be ca. 84-85 Ma (Ar-Ar) and 87-90 Ma (U-Pb), with

which skarn and greisen deposits of tungsten are genetically related [Roger et al., 2012; Chen et al., 2014; Nguyen et al., 2020; Nevolko et al., 2022].

In the structure of Song Hien, many gold deposits and ore occurrences are localized. Geochemically, most of the deposits are characterized by the association of Au with As, Sb, and Hg [Tran et al., 2008; 2016a, b; Anh, 2015; Nevolko et al., 2017]. Bo Va, Tham Riem, Khung Khoang, Ban Nung, Loc Soa, and Hat Han are the most significant and well-studied. The entire set of gold deposits in the Song Hien structure can be divided into two types based on the lithological composition of the host rocks: (i) deposits in terrigenous carbonaceous deposits and (ii) in altered igneous rocks.

3. Geological structure of the Suoi Cun Au ore occurrence

The Suoi Cun Au ore occurrence is located to the east and southeast of the provincial center of Cao Bang and the enormous Cu-Ni-Pt-bearing mafic-ultramafic massif of Suoi Cun. Effusive-sedimentary rocks of the Triassic represent deposits within the area of ore occurrence. The mineralization is confined to the rhyolites of the Song Hien Formation and represents hydrothermal low-temperature veins and brittle deformation zones with chalcedonic quartz (Fig. 2, 3 a, 3 b).

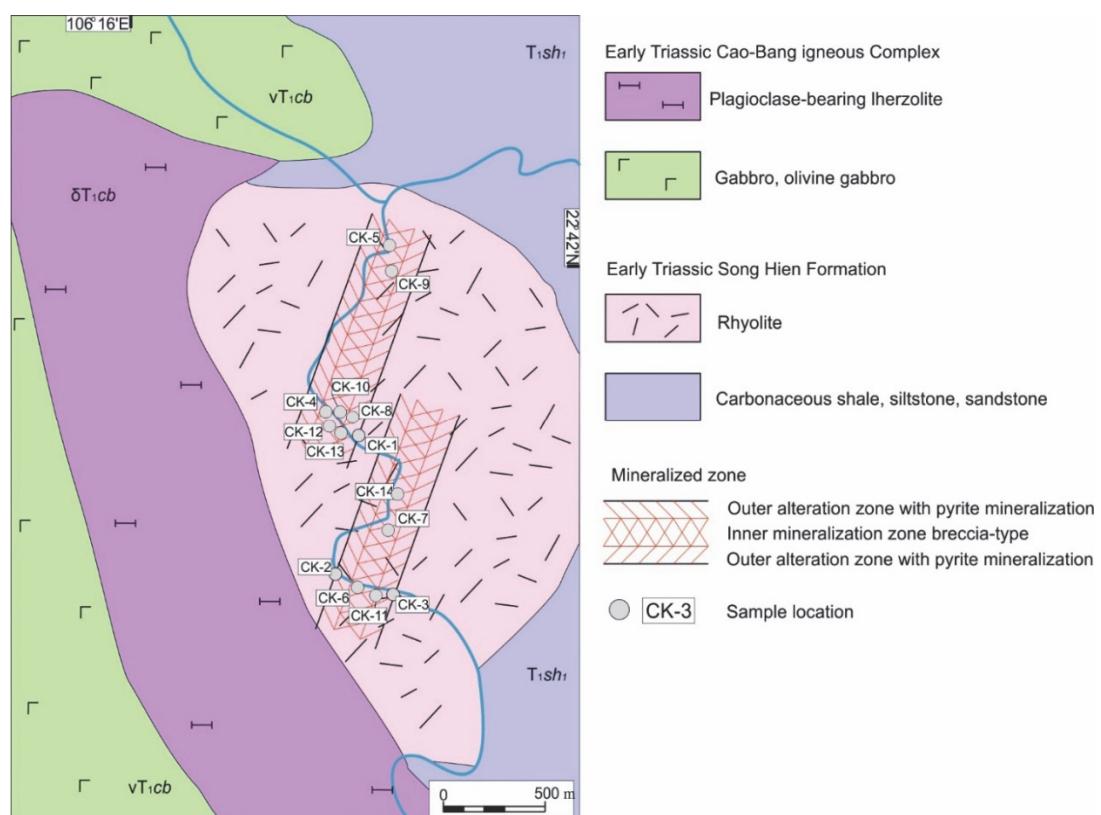


Fig. 2. Schematic geological map of the Suoi Cun Au ore occurrence

Рис. 2. Схематическая геологическая карта рудопроявления Суой Кун

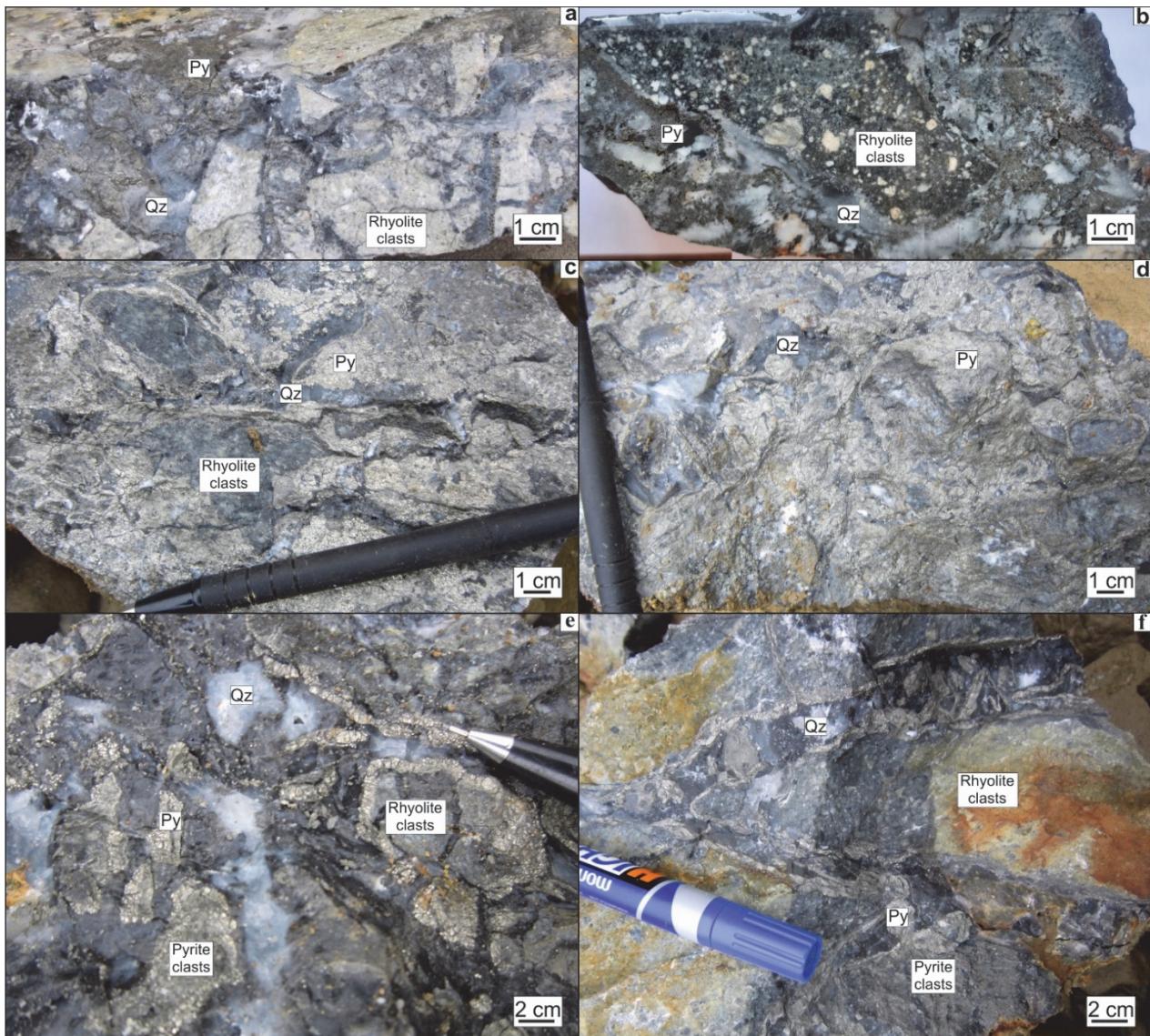


Fig. 3. Appearance of ores and mineralized rocks from the Suoi Cun Au ore occurrence

Py – pyrite, Qz – quartz, Rhyolite clasts – fragments of rhyolites, Pyrite clasts – fragments of massive pyrite aggregates

Рис. 3. Внешний вид руд и минерализованных пород с рудопроявления Суой Кун

Py – пирит, Qz – кварц, Rhyolite clasts – обломки риолитов, Pyrite clasts – обломки массивных агрегатов пирита

Ore minerals in quartz-vein formations and metasomatically altered rhyolites are represented by pyrite, marcasite, and arsenopyrite. The number of ore minerals is not constant and varies widely from poor dissemination to 30 %. The number of ore minerals directly depends on the degree of metasomatic transformation of rhyolites. Because the occurrence has not been appropriately explored, there is limited information available on its geology.

At the Suoi Cun Au ore occurrence established two subparallel ore zones extending to the north-northeast. The apparent width of the ore zones is about 300 meters. These mineralized zones located within the rhyolites

of the Song Hien Fm and have not recorded outside volcanic rocks. On the surface, ore zones have been traced for more than 1 km strike length on.

Mineralized zone have a zonal structure. The outer zones, 50–100 meters wide, are represented by altered rhyolites. Moreover, in the direction toward the central part of the mineralized zone, the degree of metasomatic transformation of rocks increases significantly from weakly altered rhyolites with rare pyrite dissemination up to chlorite-sericite-carbonate metasomatites with rich sulfide dissemination (to massive pyrite aggregates). The central part of the ore zones is an ore breccia with fragments of massive pyrite aggregates and differently altered and mineralized rhyolites (see Fig. 3).

The cement of the breccias differs and depends on the spatial position in the ore zone section. The outer part of the inner mineralized zone is cemented by quartz and, to a lesser extent, carbonate. As we move towards the axial part of the ore body, the carbonate material disappears. In the axial part of the mineralized zone, black chalcedonic quartz is more widely observed as cement. Meanwhile, ore mineralization is manifested both in breccia fragments and in the bulk of cement.

4. Research methods

Samples of ores and mineralized rocks were collected from natural outcrops. Polished sections were studied under a Carl Zeiss Axio Lab polarizing microscope equipped with a digital camera at the Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia and Institute of Geological Sciences, Vietnam Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam. From the most representative images, 67 polished sections were made to study the mineral composition of ores.

Ag, Cu, Pb, Zn, W, and Tl were analysed by ICP and ICP-MS (multiacid digestion), Au, As, Sb, and Hg by INAA. Chemical analyses were carried out by Activation Laboratories Ltd., Canada, following standard operating procedure described by Hoffman [1992, 1998]. Detection limit were 1 ppb for Au, 10 ppb for Hg, 0.1 ppm for Sb, 0.2 ppm for Cu, 0.05 ppm for Tl and Ag, 0.5 ppm for As, Pb, and Zn, and 1 ppm for Mo and W.

Ar-Ar dating of hydrothermal sericite was performed on a Micromass Noble gas 5,400 mass spectrometer at the Analytical Center for multi-elemental and isotope research SB RAS, Novosibirsk, using the method of step-wise annealing in a quartz reactor [Travin et al., 2009]. A newly formed hydrothermal sericite from the axial part of the mineralized zone was selected for the study. The sampling was controlled under a binocular to exclude xenogenic relict mineral phases in the analytical sample. The determination error was $\pm 1\sigma$.

5. Research results

5.1. Mineral composition of ores

At the Suoi Cun Au ore occurrence, according to the textural and structural characteristics and features of the mineral composition, several types of ores (or mineralized formations) can be distinguished, successively replacing each other in the section of the mineralized zone. Based on these parameters, we discriminate (from the periphery to the axial part of the mineralized zone) four following zones: (1) the outer zone, composed of altered rhyolites with disseminated pyrite; (2) the transitional zone represented by altered rhyolites with veinlets and pockets of massive sulfide aggregates; (3) the inner zone composed of breccias with quartz-carbonate cement, fragments of altered rhyolites and massive pyrite aggregates; and (4) the axial zone, which is similar to the inner one, is represented by ore breccia cemented by black chalcedonic quartz with disseminated marcasite and antimonite.

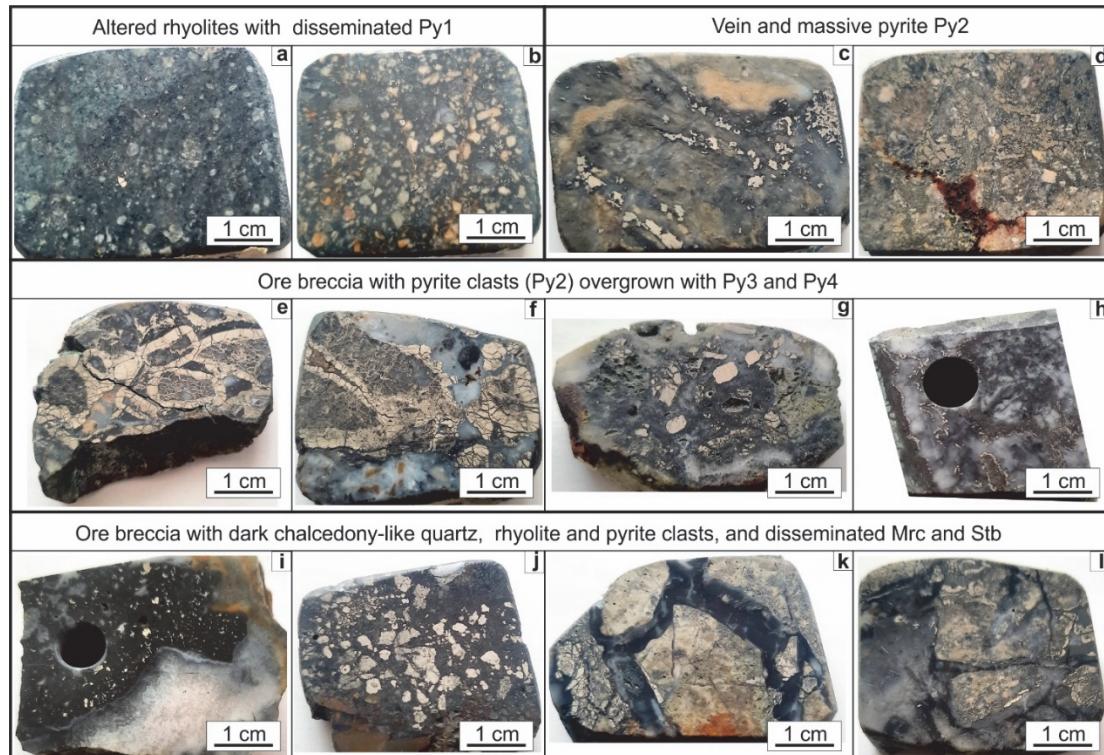


Fig. 4. Textural and structural features of ores and mineralized rocks of the Suoi Cun Au ore occurrence

Рис. 4. Текстурно-структурные особенности руд и минерализованных пород рудопроявления Суй Кун

The outer zone, composed of altered rhyolites, is characterized by a width of 50–100 meters. Metasomatic changes are expressed in sericitization, carbonatization, sulfidization, and chloritization. The degree of alteration of rhyolites noticeably increases as one approaches the axial part of the ore body. The least altered rhyolites completely retain the textural and structural characteristics of primary volcanic rocks (Fig. 4 b), while the more developed metasomatites lose their porphyritic structure and acquire a massive appearance (Fig. 4 a). First-generation pyrite represents ore minerals in

altered rhyolites (Py1; Fig. 5 a, b). Pyrite is characterized by grains of small size (from 1–5 microns) and isometric appearance, often grouped into nests and clusters. Differently, altered rhyolites contain relics of primary iron oxide phases (magnetite or ilmenite) replaced by pyrite. At the same time, rutile relics are formed in place of primary minerals. Thus, the formation of pyrite dissemination is associated with the sulfidization of previously existing iron minerals, i.e., only sulfur with accompanying elements was introduced by hydrothermal solutions.

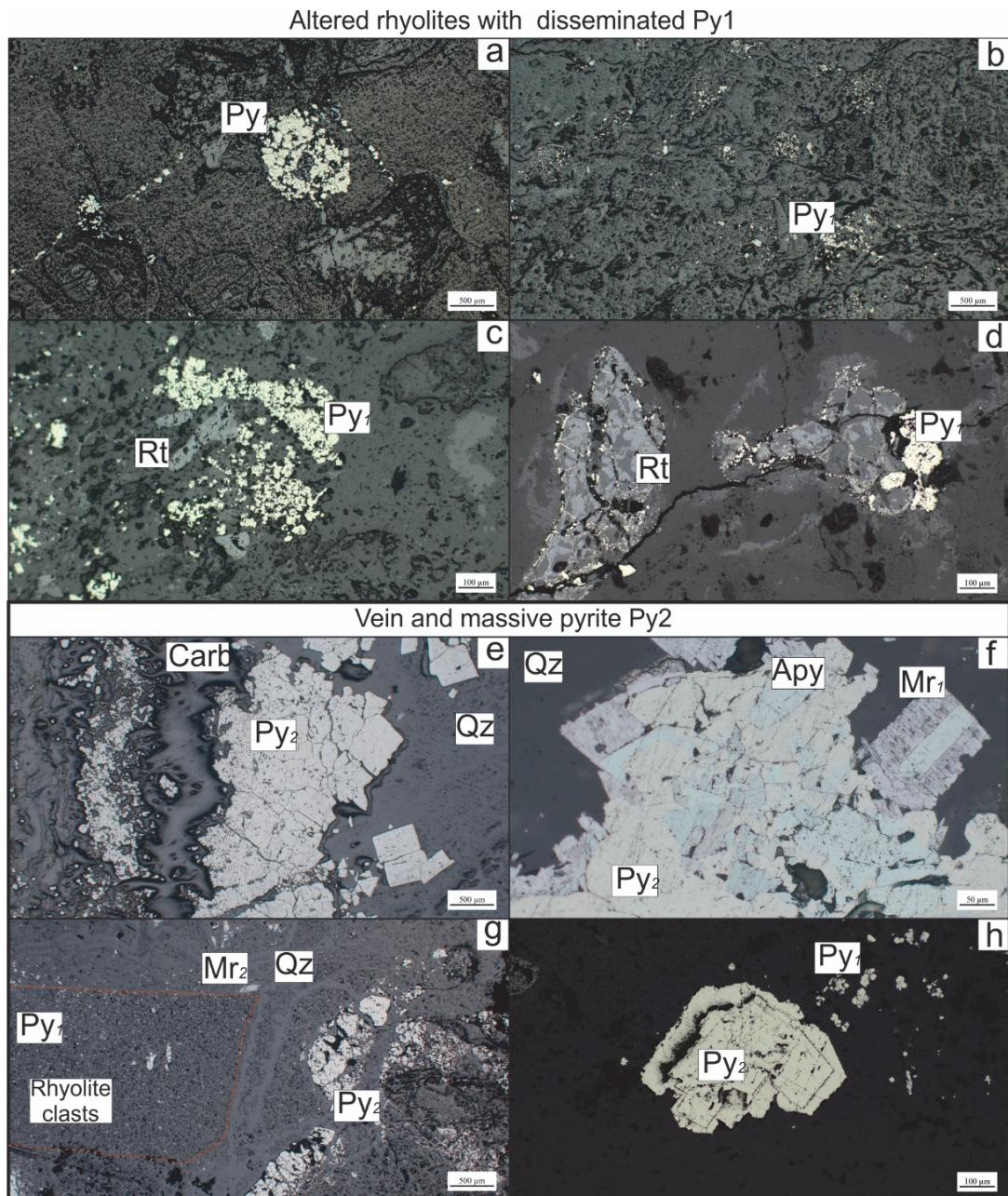


Fig. 5. Mineral composition of altered rhyolites (Outer zone, a-d) and mineralized rocks of the Transition zone (e-h)
Py – pyrite, Rt – rutile, Qz – quartz, Carb – carbonate, Mr – marcasite, Apy – arsenopyrite, Rhyolite clasts – fragments of rhyolites

**Рис. 5. Минеральный состав измененных сульфидизированных риолитов (Внешняя зона, а-д)
и минерализованных пород Переходной зоны (е-г)**

Py – пирит, Rt – рутил, Qz – кварц, Carb – карбонат, Mr – марказит, Apy – арсенопирит, Rhyolite clasts – обломки риолитов

The transition zone, having a width of 10–15 m, its position is not constant and it often wedged out. It is represented by a zone with veinlets and massive sulfide aggregates in the most heavily altered rhyolites (sericite-carbonate metasomates). Aggregates of pyrite and minor arsenopyrite and marcasite reach sizes up to a few centimeters (Figs. 4 c, d). Pyrite of the second generation (Py2), which composes the mineralization in the intermediate zone, is represented, as a rule, by euhedral grains up to 0.5 mm in size (Fig. 5 e, g). Pyrite grains often show signs of growth zoning (Fig. 5 h). Rarely the second-generation's pyrite aggregates contain arsenopyrite grains overgrown with marcasite (Fig. 5 f).

The inner zone of the ore body is characterized by breccia textures and is represented by fragments of aggregates of pyrite of the second generation (Py2) and altered

sulfidized rhyolites cemented by quartz and quartz-carbonate cement (Fig. 4 e–h). The width of the inner zone is about 50 m. At the same time, the proportion of carbonate material in the cement noticeably decreases, up to complete disappearance, as it approaches the axial zone. Fragments of sulfidized rhyolites and pyrite aggregates are overgrown with rims of massive pyrite with the formation of bizarre cockade textures (Fig. 4. e, f). Pyrite of the third generation, identified by us in specific concentrically zoned aggregates, develops as a rim around fragments of sulfidized rhyolites (Fig. 6 a-d) and is usually found in quartz-carbonate breccias. Pyrite of the fourth generation is characterized by a massive appearance and relatively large grains, forming rims around fragments of altered rhyolites (Fig. 4 e, f; Fig. 6 f-h).

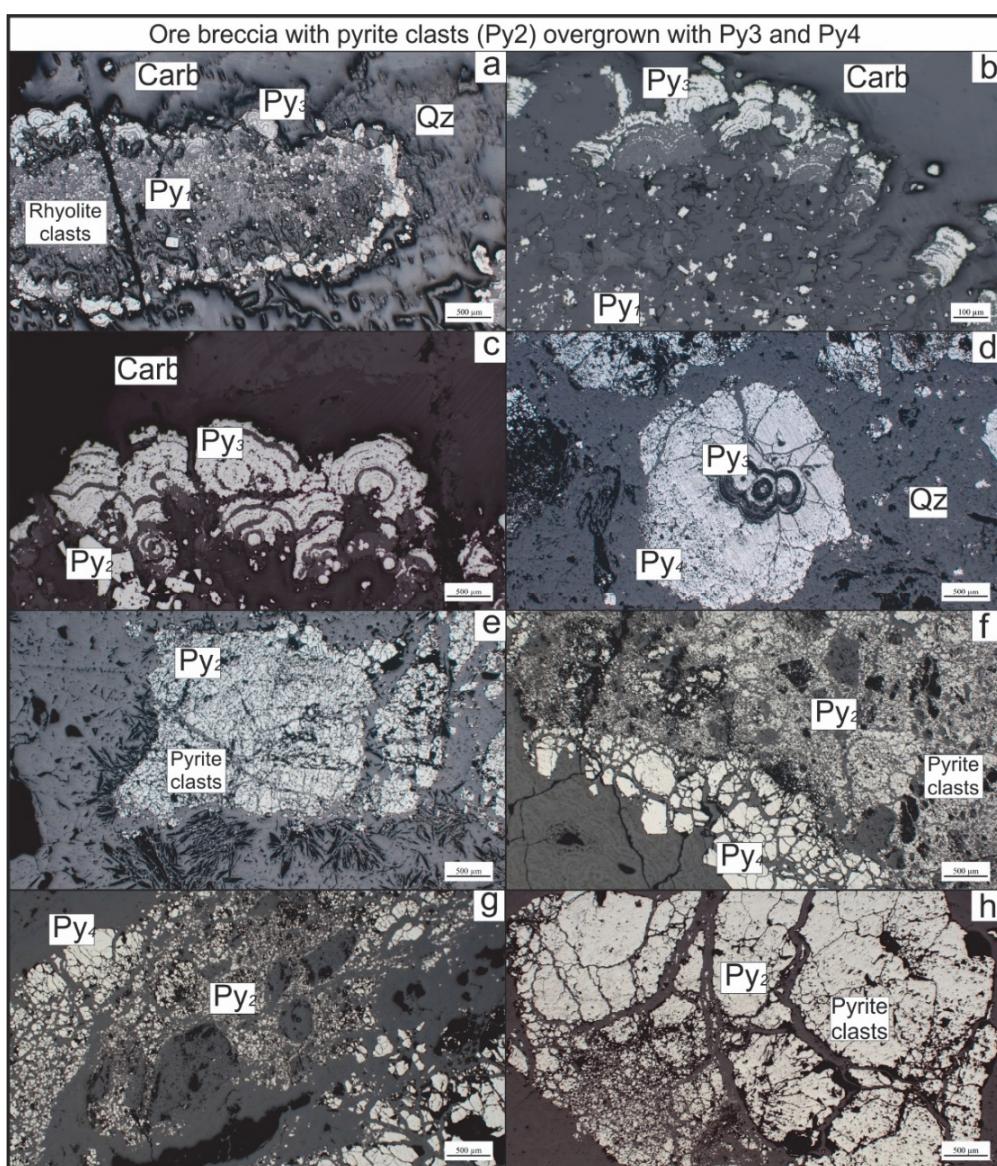


Fig. 6. Mineral composition of mineralized breccias of the Inner Zone

Py – pyrite, Qz – quartz, Carb – carbonate, Rhyolite clasts – fragments of rhyolites, Pyrite clasts – fragments of massive pyrite aggregates

Рис. 6. Минеральный состав минерализованных брекчий Внутренней зоны

Py – пирит, Qz – кварц, Carb – карбонат, Rhyolite clasts – обломки риолитов, Pyrite clasts – обломки массивных агрегатов пирита

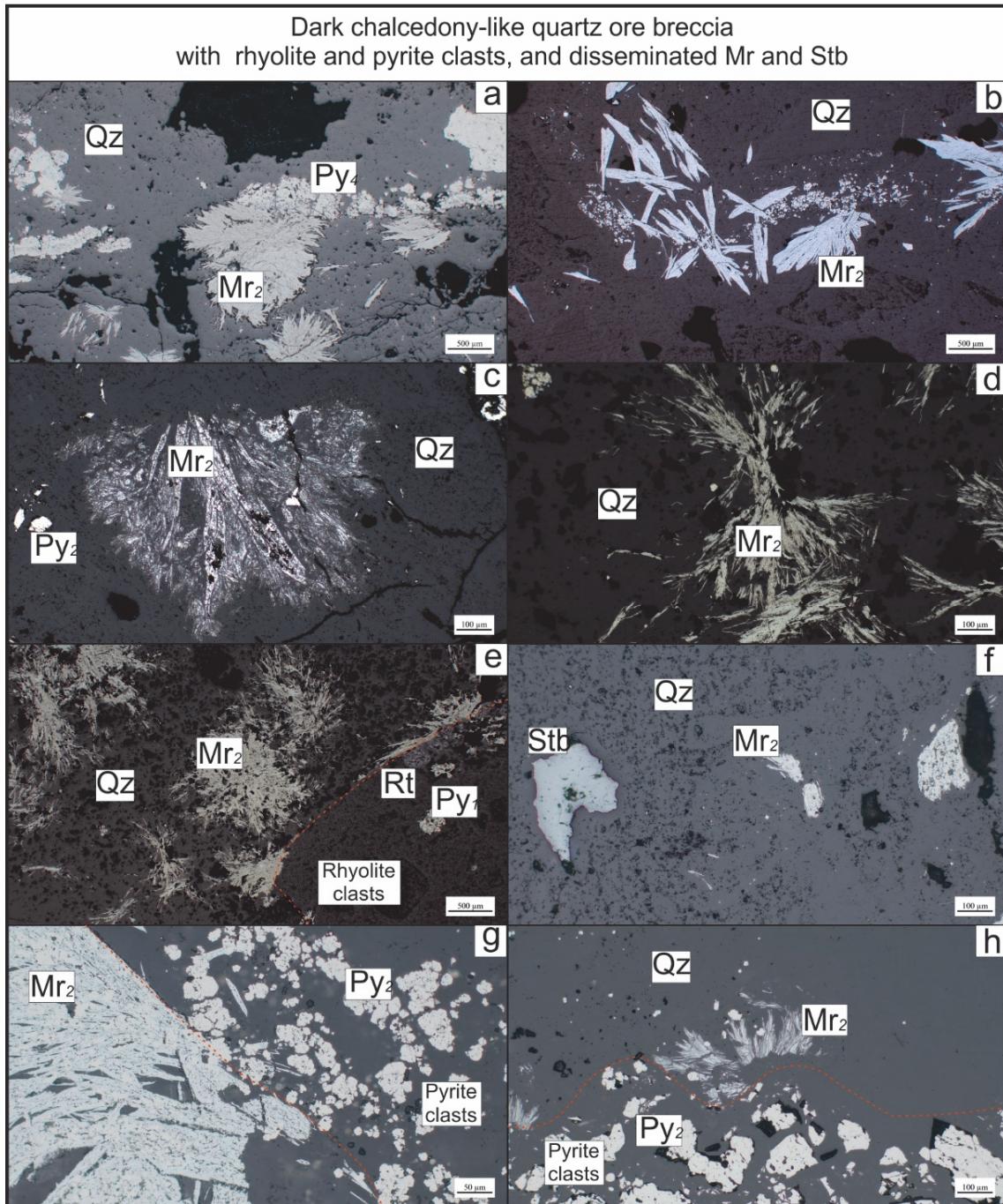


Fig. 7. Mineral composition of mineralized breccias of the Axial Zone

Py – pyrite, Mr – marcasite, Stb – stibnite, Rt – rutile, Qz – quartz, Rhyolite clasts – fragments of rhyolites, Pyrite clasts – fragments of massive pyrite aggregates

Рис. 7. Минеральный состав минерализованных брекчий Осевой зоны

Py – пирит, Mr – марказит, Stb – антимонит, Rt – рутил, Qz – кварц, Rhyolite clasts – обломки риолитов, Pyrite clasts – обломки массивных агрегатов пирита

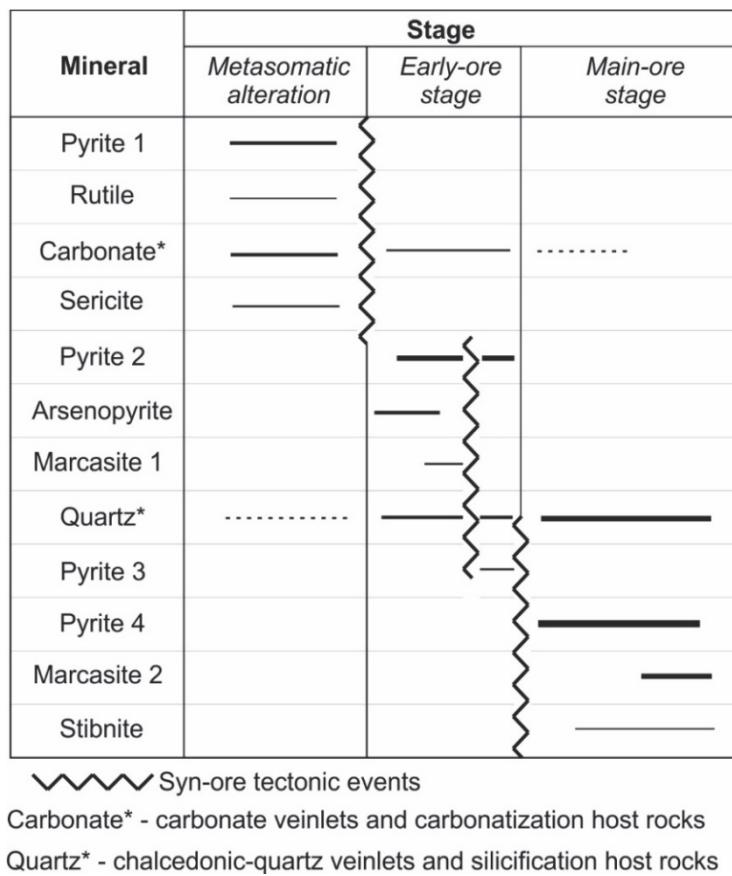


Fig. 8. Mineral assemblages and paragenetic sequences of the Suoi Cun Au ore occurrence

Рис. 8. Парагенетическая схема последовательности минералообразования на рудопроявлении Суй Кун

The breccia type of ores represents mineralization within the axial zone; however, the role of cement is played by low-temperature chalcedonic quartz of a dark, almost black color. In many respects, the axial zone is similar to the inner one in terms of ore textures. The width of the zone in places of blowing reaches more than 50 m. The fragments are composed of altered and mineralized rhyolites and pyrite aggregates of earlier generations. In the bulk of the breccia cement, there is a uniformly distributed dissemination of "sheaf-like" marcasite aggregates, up to 0.5 mm in size. Antimonite in ores is an uncommon mineral. It appears relatively rarely as isometric and acicular grains in the groundmass of low-temperature quartz (see Fig. 7 f). In some cases, it is seen that marcasite aggregates are overgrown with rock fragments (Fig. 7). Therefore, mineralization at the Suoi Cun Au deposit proceeded in at least three stages: (1) metasomatic alteration, (2) early-ore stage and (3) main-ore stage (see Fig. 8).

5.2. Geochemical characteristics of ores and mineralized rocks

Altered rhyolites with pyrite dissemination are characterized by low content of Au and Ag (0.085–0.091 ppm

and 0.59–1.14 ppm, respectively). Relatively high values were established for Pb (up to 365 ppm) and Zn (323 ppm), while the content of Cd does not exceed 1.9 ppm. Samples of altered and pyritized rhyolites are characterized by Mo concentration at 1–3 ppm, Cu content varies from 13.1 to 48.8 ppm, Bi content does not exceed 0.9 ppm. Two of the three samples are characterized by an increased concentration of Sn and W (up to 27 and 23 ppm, respectively). The content of typomorphic mineralization elements of the Carlin type (Carlin-suite elements: As, Sb, Hg, Tl, Ba, Se), although not high, but sufficient to identify of mineralization type. As content ranges from 147 to 7010 ppm, Sb from 16.2 to 62.5 ppm, Hg between 1.06–9.81 ppm, and Tl ranges from 1.08 to 2.65 ppm. Se content is not high, up to 1.4 ppm, while the Ba concentration in individual samples reaches 693 ppm.

Samples of ore breccia with fragments of pyrite aggregates contain "pre-ore" concentrations of Au (from 0.326 to 0.637 ppm) and low concentrations of Ag (from 0.55 to 1.22 ppm). The Pb and Zn concentration are significantly lower than in altered rhyolites, respectively, from 12.7 to 49.5 ppm and 9.9 to 18.8 ppm. Lower content of Cd is naturally noted, from 0.1 to 1 ppm. Compared to altered rhyolites, ore breccias have a higher Mo content (from

6 to 29 ppm) with a comparable level of Cu content (14.4–25.1 ppm). Bi, W, and Mo in significantly elevated concentrations in ore breccia samples have not been established. The content of Carlin-suite elements is noticeably higher than in pyritized altered rhyolites (As – from 72.7 to 3,730 ppm, Sb – from 93.2 to 367 ppm, Hg – from 7.59 to 15 ppm, Tl – from 0, 78 to 5.78 ppm, Ba from 33 to 827 ppm and Se from 1.7 to 8 ppm).

Ore breccias with black chalcedonic quartz, fragments of rhyolites and pyrite aggregates, and dissemination of marcasite and antimonite (ore breccia from the axial part of mineralized zones) are characterized by Au content from 1.08 to 6.4 ppm. At the same time, similarly to other types of mineralized rocks, the Ag content does not exceed 1 ppm. The contents of Pb, Zn, and Cd are comparable to those in ore breccias from the inner zone (11.5–77.9 ppm, 7.6–93.5 ppm, and 0.1–0.7 ppm, respectively). Mo is contained in samples in an amount from 1 to 16.9 ppm. Cu content is slightly higher and reaches 112 ppm. Bi, W, and Mo in significantly elevated concentrations in the studied

ore breccia samples from the axial zone have not been established. The content of typomorphic elements for Carlin-type mineralization naturally increases. As in the samples varies from 986 to 67,700 ppm, Sb – from 108 to 308 ppm. Hg and Tl in the studied samples contain 1.16 to 35 ppm and 1.3 to 5.75 ppm, respectively. Se content is relatively increased (from 2.1 to 9.4 ppm) at lower but sustained concentrations of Ba (from 78 to 233 ppm), probably associated with more pronounced silicification processes.

5.3. Age of mineralization

1. The results of Ar-Ar dating are illustrated in Figure 9. Based on the dating results, an age plateau was built containing seven annealing steps and including 99% of the released ^{39}Ar , indicating the data's reliability. The calculated age of formation of hydrothermal sericite from the axial part of the mineralized zone was 218 ± 1 Ma.

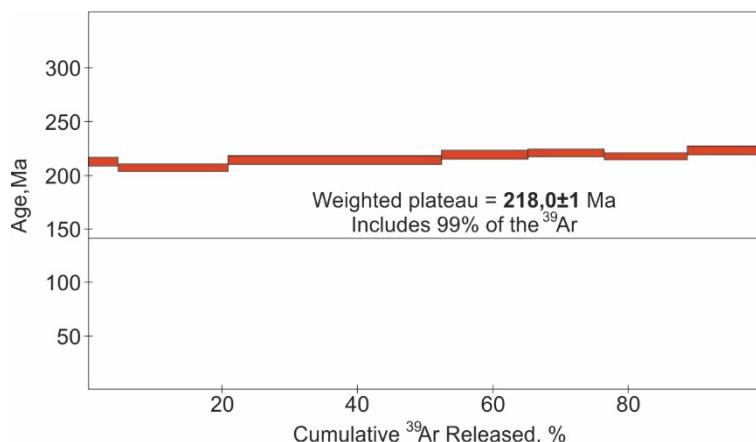


Fig. 9. Ar-Ar age plateau for newly formed sericite from ores of the Suoi Cun Au ore occurrence

Рис. 9. Ar-Ar возрастное плато для новообразованного серицита из руд рудопроявления Суой Кун

6. Discussion

6.1. Geochemical "portrait" of the Suoi Cun Au ore occurrence

Carlin-type deposits are characterized by a specific set of typomorphic elements that determine their geochemical "portrait". In general, this group of elements includes Au, As, Sb, Hg and Tl [Zhang, Zhang, 2003; Zhang et al., 2005; Peters et al., 2007; Large et al., 2011]. Whereas orogenic deposits in sedimentary sequences are characterized by a narrower set of elements – Au, As, and Sb [Goldfarb et al., 2005; Large et al., 2011; Goldfarb, Groves, 2015; Yudovskaya et al., 2016; Nevolko et al., 2017]. At the same time, "satellite" elements rarely form

economically significant accumulations. In most cases, they are presented only as impurity components. However, there are examples of complex deposits with significant resources of Hg, Sb, As, and, less often, Tl. Thus, the large Wuchuan and Wanshan deposits in the south of China, related to the Carlin Formation, contain more than 10,000 tons of Hg with relatively small gold reserves. Similarly, the Dachang deposit, located in China's Golden Triangle, is characterized by small gold reserves and low grades of As, Hg, and Tl but contains more than 500,000 tons of antimony [Hu et al., 2002].

In general terms, it can be concluded that in most cases, only one of the components is of industrial importance, while the role of others is sharply subordinated.

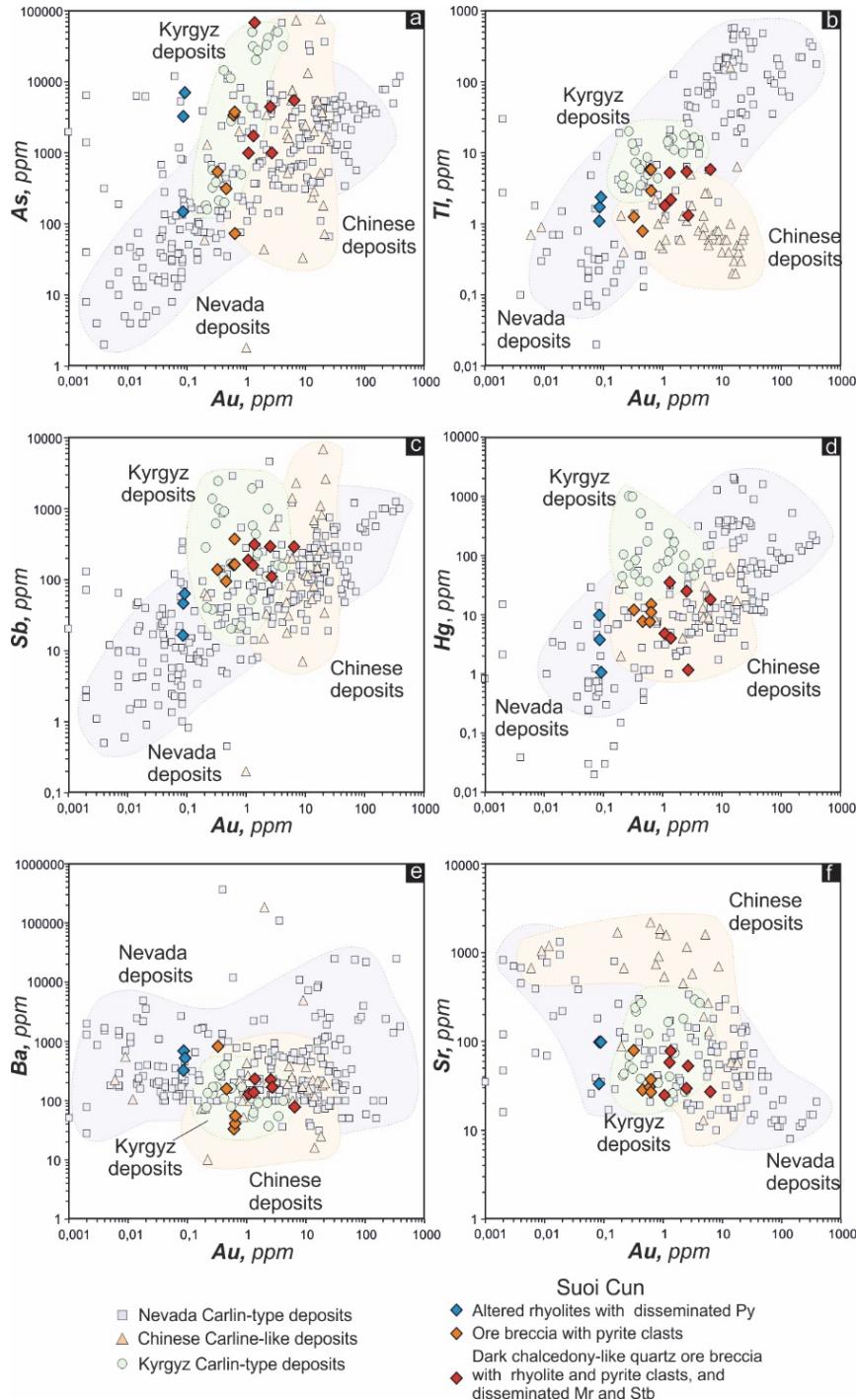


Fig. 10. The content of impurity elements in ores and mineralized rocks of the Suoi Cun Au ore occurrence relative to the gold content. Data from Chinese deposits: Danzhai [Lu, 1994], Yata, Getang, and Shuiyindong (Sanchahe) [Ashley et al., 1991], Bojitian [Hu et al., 2017 a, b]. Data for Nevada deposits: Beast [Ressel et al., 2000 a, b], Griffin and Meikle [Ressel et al., 2000 b], Getchell [Cail, Cline, 2001], Betze-Post, Golden April, Meikle, Ren, and Rodeo [Emsbo et al., 2003], Betze-Post [Kesler et al., 2003], and Pipeline [Hickey et al., 2014]. Data from Kyrgyz deposit: Chauvai [Nevolko et al., 2019]

Рис. 10. Содержание элементов примесей в рудах и минерализованных породах рудопроявления Суой Кун относительно содержания золота. Данные по месторождениям Китая: Danzhai [Lu, 1994], Yata, Getang и Shuiyindong (Sanchahe) [Ashley et al., 1991], Bojitian [Hu et al., 2017 a, b]. Данные по месторождениям Невады, США: Beast [Ressel et al., 2000 a, b], Griffin и Meikle [Ressel et al., 2000 b], Getchell [Cail, Cline, 2001], Betze-Post, Golden April, Meikle, Ren, и Rodeo [Emsbo et al., 2003], Betze-Post [Kesler et al., 2003] и Pipeline [Hickey et al., 2014]. Данные по месторождениям Киргизии: Chauvai [Nevolko et al., 2019]

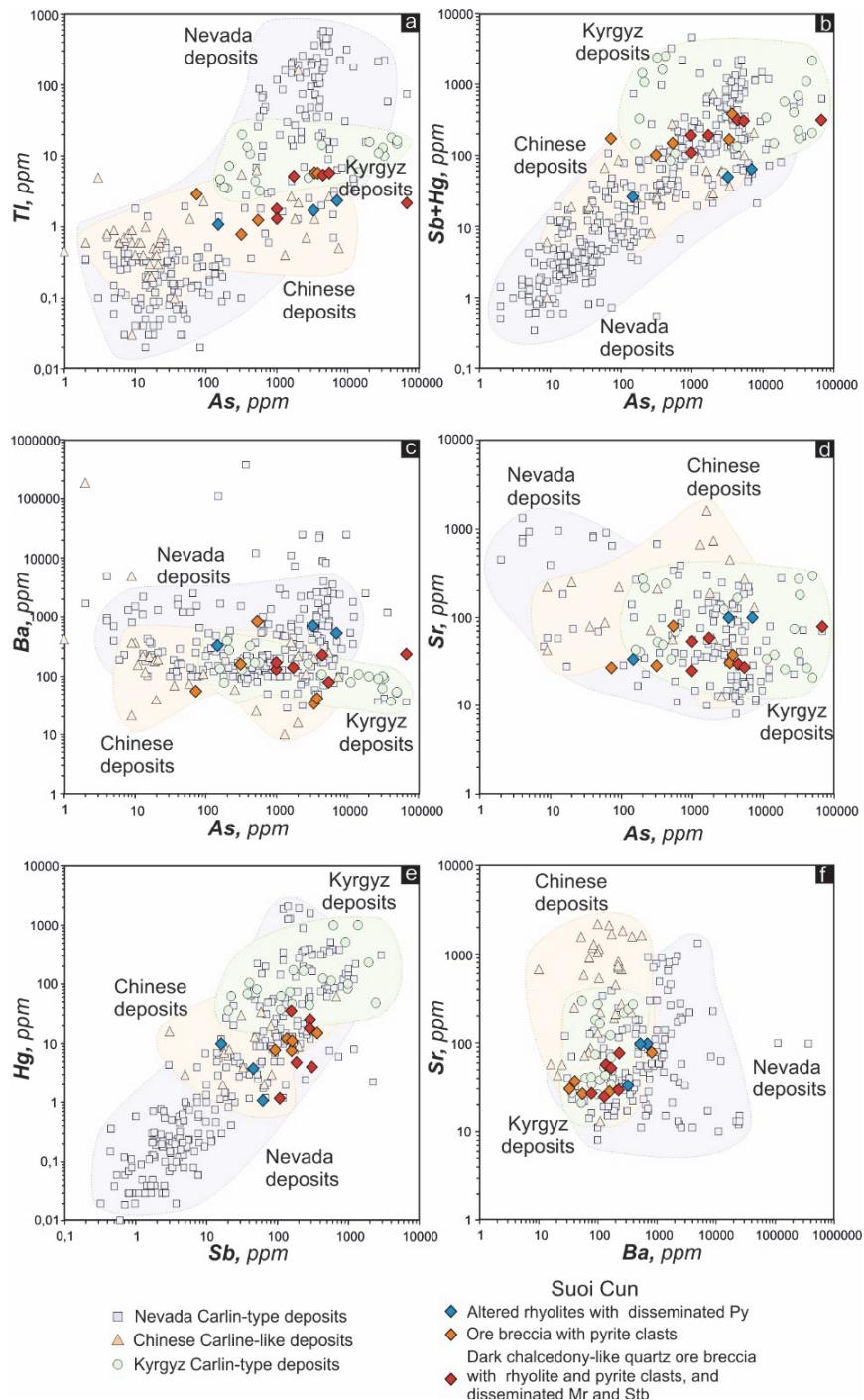


Fig. 11. Correlation of impurity elements in ores and mineralized rocks of the Suoi Cun Au ore occurrence.
Data from Chinese deposits: Danzhai [Lu, 1994], Yata, Getang, and Shuiyindong (Sanchahe) [Ashley et al., 1991], Bojitian [Hu et al., 2017 a, b]. Data for Nevada deposits: Beast [Ressel et al., 2000 a, b], Griffin and Meikle [Ressel et al., 2000b], Getchell [Cail, Cline, 2001], Betze-Post, Golden April, Meikle, Ren, and Rodeo [Emsbo et al., 2003], Betze-Post [Kesler et al., 2003], and Pipeline [Hickey et al., 2014]. Data from Kyrgyz deposit: Chauvai [Nevolko et al., 2019]

Рис. 11. Корреляция элементов примесей в рудах и минерализованных породах рудопроявления Суой Кун.
Данные по месторождениям Китая: Danzhai [Lu, 1994], Yata, Getang и Shuiyindong (Sanchahe) [Ashley et al., 1991], Bojitian [Hu et al., 2017 a, b]. Данные по месторождениям Невады, США: Beast [Ressel et al., 2000 a, b], Griffin и Meikle [Ressel et al., 2000b], Getchell [Cail, Cline, 2001], Betze-Post, Golden April, Meikle, Ren и Rodeo [Emsbo et al., 2003], Betze-Post [Kesler et al., 2003] и Pipeline [Hickey et al., 2014].
Данные по месторождениям Киргизии: Chauvai [Nevolko et al., 2019]

Table 1
Geochemical features of ores and mineralized rocks of the Suoi Cun Au ore occurrence (ppm)

Таблица 1

Геохимические характеристики руд и минерализованных пород рудопроявления Суой Кун (ppm)

Element	Altered rhyolites with disseminated Py			Ore breccia with pyrite clasts				Dark chalcedony-like quartz ore breccia with rhyolite and pyrite clasts, and disseminated Marcasite and Stibnite						
	CK-1	CK-2	CK-3	CK-4	CK-5	CK-6	CK-7	CK-8	CK-9	CK-10	CK-11	CK-12	CK-13	CK-14
Au	0.085	0.086	0.091	0.326	0.457	0.607	0.635	0.637	1.08	1.31	1.37	2.54	2.69	6.4
Ag	0.59	0.65	1.14	0.68	0.95	0.95	0.55	1.22	0.15	0.86	0.96	0.47	0.7	1
Cd	0.1	1.2	1.9	0.1	0.2	0.1	0.1	1	0.1	0.1	0.7	0.2	0.1	0.1
Mn	162	152	975	137	119	83	107	204	87	92	95	244	98	182
Pb	22.5	365	272	20.9	22.6	21.7	49.5	12.7	18.3	22.3	77.9	13.2	11.5	48.2
Ni	9.7	28.7	9	5.8	8.6	18.7	36	7.9	34.2	18.3	27.4	28	3.7	99.3
Zn	20.9	186	323	16.6	18.6	18.8	9.9	18.8	16.1	21.1	93.5	22.1	7.6	19.4
Mo	1	1	3	19	29	21.1	17	6	6.6	9	1	5	16.9	1
Cu	13.1	23.6	48.8	24.9	25.1	11.4	20.9	19.9	13.8	10	97.7	25.3	22.1	112
Bi	0.9	0.2	0.2	0.2	0.12	0.2	0.2	0.06	0.2	0.3	0.4	0.12	0.3	
Sn	5	24	27	3	3	2	2	1	1	3	14	3	3	4
W	1	19	23	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
As	147	3,250	7,010	537	312	3,370	3,730	72.7	986	1,720	67,700	4,420	994	5,440
Be	1.5	2.8	2.9	1.4	1.3	0.7	0.8	1.7	0.8	1.4	1.8	1.5	1	0.8
Ca	2,800	600	500	400	500	400	800	700	600	800	300	4,400	2,500	4,200
Co	5.4	3.6	16	2.6	2	1	4.8	0.8	6	2.7	6.7	7.7	2	24.1
Cr	35	44	46	1	1	2	1	1	188	1	1	1	15	128
Cs	5.89	10.8	13	5.07	3.62	3.79	2.12	6.6	3.99	5.95	9.6	6.28	4.72	2.91
Fe	30,600	31,800	87,200	24,500	15,300	108,000	125,000	94,400	39,400	56,400	82,600	32,100	26,500	147,000
Hf	3.2	1.2	2.8	1.7	4.6	1	1.6	0.3	1	1.4	0.1	0.8	2	1.5
Ga	15.2	16.3	13.6	5.1	12.4	5.7	3.8	3.5	10.4	11.1	13.5	9	8.5	7
Ge	0.2	0.9	0.4	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.3
Li	11.5	22.4	18.5	34.6	43	25.2	23	19.5	32.3	28.3	17.6	40.1	35.5	16.4
Mg	2,000	2,900	2,400	1,000	1,200	800	300	300	300	2,100	1,700	800	700	2,500
Na	14,300	300	300	300	300	200	300	300	300	300	300	300	300	900
Rb	125	122	179	73.3	74	40	19	13	5.9	97	138	40.4	50.3	53.7
Sb	16.2	45.8	62.5	136	93.2	159	367	161	186	157	308	289	108	286
Sc	6.5	15.7	16	5.6	6.6	2.5	2.1	0.8	10.3	4.3	10.5	3.1	3.6	3.7
Se	1.4	1.2	1.3	2.1	1.7	4.9	8	5.6	4.3	3.7	2.1	5.4	3.2	9.4
Sr	33	97.7	97.8	78.7	28.2	30.3	37	26.7	24.6	57.5	77.1	29.4	52.5	26.9
Th	32.1	31.7	31.6	17.1	16.9	2.9	8.1	1.4	1.9	17.7	14.8	14.9	9.1	9.1
Ba	325	693	525	827	158	33	41	55	129	138	233	225	168	78
Tl	1.08	1.71	2.35	1.24	0.78	5.78	5.73	2.89	1.78	5.19	2.17	5.38	1.3	5.75
U	5.8	4.1	4.5	3.8	3.6	1.6	1.5	1.4	1.4	2.8	3.5	2.4	1.7	1.8
V	34	108	125	30	36	12	14	11	78	27	99	20	14	39
Y	33	30.4	32.4	24.7	26.9	6	11.3	3.2	18.1	19.3	28.9	40.4	19.1	12
Zr	107	57	129	73	168	31	66	17	50	52	124	37	34	62
Hg	9.81	3.77	1.06	12	7.71	7.59	15	11	4.79	35	4.02	25	1.16	18

Table 2
Comparison of Carlin-type gold deposits in southwest China, Nevada, and Vietnam based on this paper and compilation by Hofstra et al. [1999], Hu et al. [2002] and Cline et al. [2005]

Таблица 2

Сопоставление важнейших характеристик месторождений карллин-типа, расположенных на территории Китая, Невады и Вьетнама (по материалам данного исследования и данным Hofstra et al. [1999], Hu et al. [2002] и Cline et al. [2005])

Characteristic	Nevada Carlin type deposits	Chinese Carlin type deposits	Suoi Cun occurrence
Deposit size	<1–1,000 t Au	<1–80 t Au	not estimated
Gold grades	0.6–22 ppm Au	4.0–7.0 ppm Au	0.3–6.5 ppm Au
Other deposit types present in some districts	Older sedex Au, barite, and base metals; older pluton-related base and precious metals; younger Hot spring Ag–Au and Hg	Older MVT base metals; older sedex barite; coeval Sb, As, Tl, Hg, U vein and replacement deposits	Older Cu-Ni-PGE, coeval Sb, As, Hg, Au
Age of deposits	Mid-Tertiary	Late Triassic	Late Triassic

Characteristic	Nevada Carlin type deposits	Chinese Carlin type deposits	Suoi Cun occurrence
Tectonic settings	Post-collision extension (Cordilleran orogeny)	Post-collision extension (Indosinian orogeny)	Post-collision extension (Indosinian orogeny)
Relation to magmatic events	No consistent spatial or genetic relationship	No consistent spatial or genetic relationship	No consistent spatial or genetic relationship
District controls	localized along preexisting structures that may have originated as normal faults during Late Proterozoic continental rifting	localized along structures that formed during Indosinian orogeny	localized along structures that formed during Indosinian orogeny (NE Vietnam nappes)
Host rocks	Cambrianto Mississippian calcareous marine sedimentary rocks deposited on a subsiding extended cratonic margin; locally igneous rocks	Cambrianto Triassic calcareous marine sedimentary rocks deposited on a subsiding extended cratonic margin; locally igneous rocks	igneous rocks (rhyolite)
Alteration types	Decarbonation, silicification, argillization, sulfidation	Silicification, argillization, sulfidation	Silicification, argillization, sulfidation
Ore and gangue minerals	Arsenian pyrite, arsenopyrite, orpiment, realgar, stibnite, cinna-bar, thallium sulfides, quartz, calcite	Arsenian pyrite, arsenopyrite, orpiment, realgar, stibnite, cinna-bar, thallium sulfides, quartz, calcite	Pyrite, arsenopyrite, marcasite, stibnite, quartz, calcite
Residence of gold	Mainly in arsenian pyrite and marcasite as submicron inclusions and solid solution	Submicron inclusions in arsenian pyrite and arsenopyrite	not estimated
Geochemical signatures	S, Au, As, Sb, Hg, Tl, Ag, Ba, $\pm W$, $\pm Te$, $\pm Se$, $Au/Ag > 5$	S, Au, As, Sb, Hg, Tl, Ag, U, $Au/Ag = 1-20$	S, Au, As, Sb, Hg, Tl, $Au/Ag=0.5-7.2$

New data on the geochemistry of mineralized rocks and ores of the Suoi Cun Au ore occurrence (see Fig. 9) convincingly demonstrate a stable positive correlation of Au with As, Sb, and, to a lesser extent, Tl (see Fig. 10). Since, according to geochemical data, there is a positive correlation between Au and As, and no native Au has been found in ores, we assume the presence of invisible gold as micro impurities in pyrite (marcasite) and/or arsenopyrite.

For all varieties of ores and mineralized rocks from the Suoi Cun Au ore occurrence, there is a stable positive correlation between Sb and Hg, less pronounced in the Tl-As pair (Fig. 11). The total content of Hg and Sb is also characterized by a positive correlation with the content of As. Such patterns may indicate a single mineralization process, i.e., Carlin group elements were introduced into the mineralization zone by the same hydrothermal fluid. Elements such as Cu, Pb, Zn, and Sn do not correlate with Au or other elements of the Carlin group.

Ba content has a stable positive correlation with Sr (see Fig. 11); however, either a weak negative correlation is observed with gold and arsenic, or their relationship is not established (Fig. 11). This dependence is explained by the removal of Ba and Sr from the mineralization zone during the metasomatic transformation processes (silicification, sericitization).

All these geochemical characteristics and genetic relationships between different groups of elements are widely described in many Carlin-type deposits in various regions of the world. In order to compare the

geochemistry of ores and mineralized rocks of the Suoi Cun Au ore occurrence with regular deposits of the Carlin-type (Tab. 2, Fig. 10, 11), we used data from nine deposits of the Carlin province (Nevada, USA), five deposits of the Golden Triangle region (southern China) and deposits of the Carlin-type of the South Fergana mercury-antimony belt [Ashley et al., 1991; Lu, 1994; Ressel et al., 2000 a, b; Cail, Cline, 2001; Emsbo et al., 2003; Kesler et al., 2003; Cline et al., 2013; Hickey et al., 2014; Tan et al., 2015; Hu et al., 2017 a, b; Nevolko et al., 2019].

The most suitable objects of analogs can be considered deposits of the Carlin-type, located in the south of China and the South Fergana belt, Kyrgyzstan. As can be seen from Figures 10 and 11, the geochemical characteristics of the Suoi Cun Au ore occurrence are almost entirely identical to regular deposits of the Carlin-type in terms of the concentration of typomorphic elements. Thus, considering the data in Table 1 and 2; Figures 10 and 11, we conclude that the mineralization at the Suoi Cun Au ore occurrence, based on mineralogical and geochemical data, fully corresponds to Carlin-type mineralization.

6.2. Geodynamic settings for the formation of the Suoi Cun Au ore occurrence

The Song Hien rift is a southern part of the large Yujiang sedimentary basin in southern China hosted numerous Carlin-type deposits. Therefore, it seems appropriate to correlate the obtained age of the Suoi Cun

Au ore occurrence with the published age data of the gold mineralization at the southern China. In numerous works, many authors provided information on the age of formation of gold ore deposits in China, attributed to the Carlin-type [Chen et al., 2006, 2015; Hu et al., 2017b; Pi et al., 2017; Zhu et al., 2017]. According to numerous determinations, the formation age of deposits fits into the range of 210–220 Ma. In addition, good convergence in the time of formation of the Suoi Cun Au ore occurrence is also noted with gold deposits in sedimentary strata within the Song Hien Rift in

Vietnam (Table 3). Previous studies have established formation ages for the Hat Han (209.1 ± 2.3 Ma), Bo Va (184.8 ± 2.1 Ma), Khung Khoang (211.6 ± 2.3 Ma), Loc Soa (215–224 Ma), and Ban Nung (214.3 ± 2.2 Ma, 215.8 ± 6.1 Ma) fields [Tran et al., 2016a; Nevolko et al., 2017]. The time range of mineralization of the sub-young type of deposits fits into the interval of 184–215 Ma. Thus, the formation of mineralized zones at the Suoi Cun Au ore occurrence corresponds to the main metallogenic period in the region.

Age of formation of gold deposits in the northeast of Vietnam

Возраст формирования золоторудных месторождений на северо-востоке Вьетнама

Table 3

Таблица 3

Deposit	Brief description	Age	Reference
Suoi Cun	Zones of crushing and veining in rhyolites, pyrite-arsenopyrite-marcasite mineralization	218.0 ± 1 Ma (Ar-Ar)	This article
Hat Han	Metasomatically altered gabbro with pyrite-arsenopyrite disseminated mineralization, veinlet antimony mineralization	209.1 ± 2.3 Ma (Ar-Ar)	[Nevolko et al., 2017]
Bo Va	Black carbonaceous shales with disseminated pyrite and arsenopyrite	184.8 ± 2.1 Ma (Ar-Ar)	[Nevolko et al., 2017]
Khung Khoang	Black carbonaceous shales with disseminated pyrite	211.6 ± 2.3 Ma (Ar-Ar)	[Nevolko et al., 2017]
Loc Soa	Quartz veins in carbonaceous terrigenous rocks with pyrite-arsenopyrite mineralization	$215-224$ Ma (Ar-Ar)	[Tran et al., 2016a]
Ban Nung	Quartz veins in carbonaceous terrigenous rocks and diorites with pyrite-arsenopyrite mineralization	214.3 ± 2.2 Ma 215.8 ± 6.1 Ma (Ar-Ar)	[Tran et al., 2016a]

The host rocks for the mineralized zones at the Suoi Cun Au ore occurrence are rhyolites, whose age, according to U-Pb determinations, is about 248 Ma [Tran et al., 2016a; Svetlitskaya et al., 2022]. Considering the dominance of the breccia nature of ores and the younger age of hydrothermal mineralization, it is evident that mineralization cannot be linked with volcanic processes.

An analysis of the geological development of the territory makes it possible to "inscribe" this metallogenic period into the general sequence of the formation of structures in North Vietnam. On the one hand, there is currently no reliable information about magmatic events occurring in the period of 200–230 Ma in the territory of NE Vietnam. On the other hand, widespread folded formations are described in the region, which involve Triassic deposits [Lin et al., 2008; Faure et al., 2014; Qiu et al., 2016]. According to specialized studies [Lin et al., 2008; Zhang et al., 2009; Faure et al., 2014], the folding proceeded during the Early-Middle Triassic and is interpreted as a collision between the Indochina and South China blocks (Indosinian orogeny). Post-collision extension after the "peak" of orogeny at the turn of 200–230 Ma is assumed as the most probable "reason" for the formation of Carlin-type mineralization in NE Vietnam. Thus, the processes of "merging" the Indochina and South

China blocks, also known as the Indosinian orogeny, are the main factor in forming gold mineralization in north-eastern Vietnam.

7. Conclusions

The main geological and material characteristics of the Suoi Cun Au ore occurrence include:

(1) Confinement of mineralization to zones of crushing and multiple brecciations in rhyolites of the Song Hien formation,

(2) Wide development of chalcedonic quartz and marcasite, indicating low temperatures of mineral formation,

(3) Chloritization, sericitization, silicification, and sulfidization – as the dominant types of metasomatic transformation,

(4) Mineral association represented by pyrite, marcasite, arsenopyrite, and antimonite,

(5) The absence of native gold in ores, a positive correlation of gold with carlin group elements (As, Sb, Hg, Tl),

(6) Connection of mineral formation processes with regional tectonic events, lack of genetic connection with magmatism.

Compared with the typical carlin deposits studies, we conclude that the Suoi Cun ore occurrence is representative of this formation.

References

- Anh T.T. New mineralogical, geochemical and isotopic data of the Au-sulfide ores in the Suoi Cun area // Vietnam Journal of Earth Sciences. 2015. 37 (1). pp. 1–15 (*In Vietnamese with English abstract*)
- Ashley R.P., Cunningham C.G., Bostick N.H., Dean W.E., Chou I.M. Geology and geochemistry of three sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in Guizhou province, People's Republic of China // Ore Geol. Rev. 1991. 6. pp. 133–151.
- Cail T.L., Cline J.S. Alteration associated with gold deposition at the Getchell Carlin-type gold deposit, north-central Nevada // Econ. Geol. 2001. 96. pp. 1343–1359.
- Chen M.H., Mao J.W., Wu L.L., Zheng J.M. A review on the chronology of microdisseminated gold deposits in Yunnan–Guizhou–Guangxi // J. Guilin Univ. Technol. 2006. 26 (3). pp. 334–340 (*in Chinese with English abstract*).
- Chen M., Mao J., Chao L., Zhang Z., Dang Y. Re–Os isochron ages for arsenopyrite from Carlin-like gold deposits in the Yunnan–Guizhou–Guangxi “golden triangle”, southwestern China // Ore Geol. Rev. 2015. 64. pp. 316–327.
- Chen Z., Lin W., Faure M., Lepvrier C., Vuong N.V., Tich V.V. Geochronology and isotope analysis of the Late Paleozoic to Mesozoic granitoids from northeastern Vietnam and implications for the evolution of the South China block // J. Asian Earth Sci. 2014. 86. pp. 131–150.
- Cline J.S., Hofstra A.H., Muntean J.L., Tosdal R.M., Hickey K.A. Carlin-type gold deposits in Nevada: Critical geological characteristics and viable models // Econ. Geol. 100th Anniversary Volume, 2005. pp. 451–484.
- Cline J.S., Muntean J.L., Gu X.X., Xia Y. A comparison of Carlin-type gold deposits: Guizhou Province, golden triangle, southwest China, and northern Nevada, USA // Earth Sci. Front. 2013. 20 (1). pp. 1–18.
- DGMV. Geological map of Mong Cai (F-48-XXIV): 1:200,000 scale. Department of Geology and Mineral Resources of Vietnam, Hanoi. 1999a.
- DGMV. Geological map of Hai Phong (F-48-XXIX): 1:200,000 scale. Department of Geology and Mineral Resources of Vietnam, Hanoi. 1999b.
- DGMV. Geological map of Lang Son (F-48-XIII): 1:200,000 scale. Department of Geology and Mineral Resources of Vietnam, Hanoi. 2000.
- Duan L., Meng Q.R., Wu Guo-Li, Yang Z., Wang J., Zhan R. Nanpanjiang basin: a window on the tectonic development of South China during Triassic assembly of the southeastern and eastern Asia. Gondwana Research. 2020. 78. DOI: 10.1016/j.gr.2019.08.009.
- Emsbo P., Hofstra A.H., Lauha E.A., Griffin G.L., Hutchinson R.W. Origin of high-grade gold ore, source of ore fluid components, and genesis of the Meikle and neighboring Carlin-type deposits, northern Carlin trend, Nevada // Econ. Geol. 2003. 98 (6). pp. 1069–1105.
- Faure M., Lepvrier C., Nguyen V.V., Vu T.V., Lin W., Chen Z. The South China block–Indochina collision: Where, when, and how? // J. Asian Earth Sci. 2014. 79. pp. 260–274.
- Faure M., Lin W., Chu Y., Lepvrier C. Triassic tectonics of the southern margin of the South China Block // C. R. Geosci. 2016. 348. pp. 5–14.
- Galfetti T., Bucher H., Martini R., Hochuli P., Weissert H., Crasquin-Soleau S., Brayard A., Goudemand N., Brühwiler T., Guodun K. Evolution of Early Triassic outer platform paleoenvironments in the Nanpanjiang basin (South China) and their significance for the biotic recovery // Sediment. Geol. 2008. 204. pp. 36–60.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin R. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: Hedenquist, J.W. et al. (Eds.), Economic Geology 100th Anniversary Volume: Littleton, Colorado, Econ. Geol. 2005. pp. 407–450.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. 233. pp. 2–26.
- Guangxi BGMR (Bureau of Geology and Mineral Resources). Regional Geology of Guangxi Zhuang Autonomous Region // Geological Memoirs, 1985. Series 1, 3. 853 p.
- Halpin J.A., Tran H.T., Lai C.-K., Meffre S., Crawford A.J., Zaw K. U–Pb zircon geochronology and geochemistry from NE Vietnam: a ‘tectonically disputed’ territory between the Indochina and South China blocks // Gondwana Res. 2016. 34. pp. 254–273.
- Hickey K.A., Ahmed A.D., Barker S.L., Leonardson R. Fault-controlled lateral fluid flow underneath and into a Carlin-type gold deposit: isotopic and geochemical footprints // Econ. Geol. 2014. 109 (5). pp. 1431–1460.
- Hoffman E.L. Instrumental neutron activation in geoanalysis // Journal of Geochemical Exploration. 1992. 44, 1–3. pp. 297–319. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(92\)90053-B](https://doi.org/10.1016/0375-6742(92)90053-B).
- Hoffman E.L., Clark J.R., Yeager J.R. Gold analysis. Fire assaying and alternative methods // Exploration and Mining. Geology. 1998. 7. pp. 155–160.
- Hofstra A.H., Snee L.W., Rye R.O., Folger H.W., Phinisey J.D., Loranger R.J., Dahl A.R., Naeser C.W., Stein H.J., Lewchuk M. Age constraints on Jerritt Canyon and other Carlin-type gold deposits in the western United States – relation to mid-Tertiary extension and magmatism // Econ. Geol. 1999. 94. pp. 769–802.
- Hofstra A.H., Cline J.S. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits. In: Hagemann, S.G., Brown, P.E. (Eds.), Rev. in Econ. Geol. 2000. 13. pp. 163–214.
- Hu R.-Z., Su W.-C., Bi X.-W., Tu G.-Z., Hofstra A.H. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China // Miner. Deposita. 2002, 37. pp. 378–392.
- Hu K., Pan M., Cao J., Liu Y., Han S. The Au-hosting minerals and process of formation of the Carlin-type Bojitian deposit, Southwestern China // Geofluids. 2017a. 2417209.
- Hu R., Fu S., Huang Y., Zhou M.-F., Fu S., Zhao C., Wang Y., Bi X., Xiao J. The giant South China Mesozoic low-temperature metallogenic domain: Reviews and a new geodynamic model // J. Asian Earth Sci. 2017b. 137. pp. 9–34.
- Hu Y., Liu W., Zhang X., Guan S., Lu Y., Li P., Zheng S., Fan H., Peter G. Betts; Seismic Reflection Profiles Reveal the Ore-Controlling Structures of Carlin-Style Gold Deposits in Lannigou Gold Fields, Southwestern Guizhou, China // Economic Geology. 2022. 117 (5). pp. 1203–1224. DOI: 10.5382/econgeo.4916.
- Kesler S.E., Fortuna J., Ye Z., Alt J.C., Core D.P., Zohar P., Borhauer J., Chryssoulis S. L. Evaluation of the role of sulfidation in deposition of gold, Screamer Section of the Betze-Post Carlin-type deposit, Nevada // Economic Geology. 2003. 98. pp. 1137–1157.

- Large R.R., Stuart W., Maslennikov V.V. A carbonaceous sedimentary source-rock model for carlin-type and orogenic gold deposits // *Economic Geology*. 2011. 106. pp. 331–358.
- Lepvrier C., Maluski H., Young N.V., Roques D., Axente V., Rangin C. Indosinian NW-trending shear zones within the Truong Son belt (Vietnam): ^{40}Ar - ^{39}Ar Triassic ages and Cretaceous to Cenozoic overprints // *Tectonophysics*. 1997. 283. pp. 105–127.
- Lepvrier C., Maluski H., Van Tich V., Leyreloup A., Thi P.T., Van Vuong N. The Early Triassic Indosinian orogeny in Vietnam (Truong Son Belt and Kontum Massif); implications for the geodynamic evolution of Indochina // *Tectonophysics*. 2004. 393. pp. 87–118.
- Lepvrier C., Van Vuong N., Maluski H., Truong Thi P., Van Vu T. Indosinian tectonics in Vietnam // *C.R. Geosci.* 2008. 340. pp. 94–111.
- Lepvrier C., Faure M., Young N.V., Tich V.V., Lin W., Thang T.T., Phuong T.H. North-directed Triassic nappes in Northeastern Vietnam (East Bac Bo) // *J. Asian Earth Sci.* 2011. 41. pp. 56–68.
- Lin W., Wang Q., Chen K. Phanerozoic tectonics of south China block: new insights from the polyphase deformation in the Yunkai massif // *Tectonics*. 2008. 27. TC6004.
- Lu G.Q. A genetic link between the gold-mercury mineralization and petroleum evolution – a case of the Danzhai gold-mercury deposit. (PhD thesis). Universite du Quebec, Chicoutimi, Quebec. 1994.
- Muntean J.L., Cline J.S., Simon A.C., Longo A.A. Magmatic-hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits // *Nature Geoscience*. 2011, 4. pp. 122–127.
- Nevolko P.A., Tran T.H., Yudin D.S., Ngo T.P.. Ar-Ar ages of gold deposits in the Song Hien domain (NE Vietnam): tectonic settings and comparison with Golden Triangle in China in terms of a single metallogenic province // *Ore Geol. Rev.* 2017. 89. pp. 544–55.
- Nevolko P.A., Hnylik O.M., Mokrushnikov V.P., Gibsher A.S., Redin Yu.O., Zhimulev F.I., Drovzhak A.E., Svetlitskaya T.V., Fominykh P.A., Karavashkin M.I. Geology and geochemistry of the Kadamzhai and Chauvai gold-antimony-mercury deposits: Implications for new province of Carlin-type gold deposits at the Southern Tien Shan (Kyrgyzstan) // *Ore Geol. Rev.* 2019. 105. pp. 551–571.
- Nevolko P.A., Svetlitskaya T.V., Nguyen Y.H., Pham T.D., Fominykh P.A., Tran T.H., Tran T.A., Shelepaev R.A. Genesis of the Thien Ke tungsten deposit, Northeast Vietnam: Evidence from mineral composition, fluid inclusions, S-O isotope systematics and U-Pb zircon ages // *Ore Geol. Rev.* 2022. 143. 104791.
- Nguyen T.H., Nevolko P.A., Pham T.D., Svetlitskaya T.V., Tran T.H., Shelepaev R.A., Fominykh P.A., Pham N.C. Age and genesis of the W-Bi-Cu-F (Au) Nui Phao deposit, Northeast Vietnam: constrains from U-Pb and Ar-Ar geochronology, fluid inclusions study // *Ore Geol. Rev.* 2020. 123. 103578.
- Nguyen V.N. Formations of endogenous ore deposits and mineralization in Vietnam // *VNU J. Sci., Earth Sci.* 2008. 24. pp. 26–31.
- Peters S.G., Huang J.Z., Li Z.P., Jing C.G. Sedimentary rock-hosted Au deposits of the Dian–Qian–Gui area, Guizhou, and Yunnan Provinces, and Guangxi District, China // *Ore Geol. Rev.* 2007. 31. pp. 170–204.
- Pi Q.H., Hu R.Z., Xiong B., Li Q., Zhong R. In situ SIMS U-Pb dating of hydrothermal rutile: reliable age for the Zhesang Carlin-type gold deposit in the golden triangle region, SW China // *Miner. Deposita*. 2017. 52. pp. 1179–1190.
- Phillips G.N., Powell J.K. Link between Gold Provinces // *Economic Geology*. 1993. 88. pp. 1084–1098. DOI: 10.2113/gsecongeo.88.5.1084.
- Qiu L., Yan D.-P., Tang S.-T., Wang Q., Yang W.-X., Tang X., Wang J. Mesozoic geology of southwestern China: Indosinian foreland overthrusting and subsequent deformation // *J. Asian Earth Sci.* 2016. 122. pp. 91–105.
- Ressel M.W., Noble D.C., Heizler M.T., Volk J.A., Lamb J.B., Park D.E., Conrad J.E., Mortensen J.K. Gold-mineralized Eocene dikes at Griffin and Meikle: bearing on the age and origin of deposits of the Carlin trend, Nevada. *Geology and Ore Deposits*. 2000a: The Great Basin and Beyond Proceedings V. I. pp. 79–101.
- Ressel M.W., Noble D.C., Henry C.D., Trudel W.S. Dike-hosted ores of the Beast deposit and the importance of Eocene magmatism in gold mineralization of the Carlin Trend, Nevada // *Econ. Geol.* 2000b. 95. pp. 1417–1444.
- Roger F., Maluski H., Lepvrier C., Vu, V.T., Paquette J.L. LA-ICPMS zircons U/Pb dating of Permo-Triassic and Cretaceous magmatism in Northern Vietnam-Geodynamical implication // *J. Asian Earth Sci.* 2012. 48. pp. 72–82.
- Silitoe R.H., Bonham H.F. Sediment-hosted gold deposits: distal products of magmatic-hydrothermal systems // *Geology*. 1990. 18. pp. 157–161.
- Svetlitskaya T.V., Tolstykh N.D., Izokh A.E., Phuong N.T. PGE geochemical constraints on the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide mineralization in the Suoi Cun intrusion, Cao Bang province, Northeastern Vietnam // *Miner. Petrol.* 2015. 109. pp. 161–180.
- Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A., Ngo T.P., Tran T.H., Izokh A.E., Shelepaev R.A., Bui A.N., Vu H.L. Small-intrusion-hosted Ni-Cu-PGE sulfide deposits in northeastern Vietnam: Perspectives for regional mineral potential // *Ore Geol. Rev.* 2017. 86. pp. 615–623.
- Svetlitskaya T.V., Ngo T.H., Nevolko P.A., Tran T.A., Izokh A.E., Shelepaev R.A., Tran T.H., Ngo T.P., Fominykh P.A., Pham N.C. Zircon U-Pb ages of Permian-Triassic igneous rocks in the Song Hien structure, NE Vietnam: The Emeishan mantle plume or the Indosinian orogeny? // *J. Asian Earth Sci.* 2022. 224. 105033.
- Tan Q.P., Xia Y., Xie Z.J., Yan J. Migration paths and precipitation mechanisms of ore-forming fluids at the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China // *Ore Geol. Rev.* 2015. 69. pp. 140–156.
- Tran T.A., Gas'kov I.V., Hoa T.T., Nevol'ko P.A., Dung P.T., Can P.N. Complex deposits in the Lo Gam structure, northeastern Vietnam: mineralogy, geochemistry, and formation conditions // *Russ. Geol. and Geophys.* 2012. 53. pp. 623–635.
- Tran T.H., Izokh A.E., Polyakov G.V., Borisenko A.S., Tran T.A., Balykin P.A., Ngo T.P., Rudnev S.N., Vu V.V., Bui A.N. Permo-Triassic magmatism and metallogeny of Northern Vietnam in relation to the Emeishan plume // *Russ. Geol. Geophys.* 2008. 49. pp. 480–491.
- Tran T.H., Polyakov G.V., Tran T.A., Borisenko A.S., Izokh A.E., Balykin P.A., Ngo T.P., Pham, T.D. Intraplate Magmatism and Metallogeny of North Vietnam // *Modern Approaches in Solid Earth Sciences*, 2016a. Springer International Publishing house, Switzerland, 372 p.
- Tran T.H., Nevolko P.A., Ngo T.P., Svetlitskaya T.V., Vu H.L., Redin Y., Tran T.A., Pham T.D., Ngo T.H. Geology, geochemistry and sulphur isotopes of the Hat Han gold-antimony deposit, NE Vietnam // *Ore Geol. Rev.* 2016b. 78. pp. 69–84.

Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon Region, Western Baikal area // *Geochem. Int.* 2009. 47. pp. 1107–1124.

Tri T.V., Khuc V. (Eds.). *Geology and Earth Resources of Vietnam* // General Dept. of Geology, and Minerals of Vietnam. 2011. Hanoi, Publishing House for Science and Technology.

Wang Y., Teng J., Tian X. Crust and upper mantle structure beneath Southwest China and its implications for Mesozoic multistage gold deposits // *Tectonophysics*. 2022. 838. 229474. DOI: 10.1016/j.tecto.2022.229474.

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiev N.N. Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits // *Geosci. Frontiers*. 2016. 7. pp. 453–481.

Zeng Y.F., Liu W.J., Chen H.D., Zheng R.C., Zhang J.Q., Li X.Q., Jiang T.C. Evolution of sedimentation and tectonics of the Youjiang composite basin, south China // *Acta Geol. Sin.* 1995. 69. pp. 113–124 (*in Chinese with English abstract*).

Zhang F., Zhang J. Geological-geochemical characteristics of Carlin-and Carlin-like-type gold deposits in South Qinling mountains // *Chinese J. Geochem.* 2003. 22. pp. 11–22.

Zhang X., Wang Y., Harris R., Yan Y., Zheng Y.. Discovery of Middle–Late Devonian and Early Permian magmatic events in East Asia and their implication for the Indosinian orogeny in South China: Insights from the sedimentary record // *GSA Bulletin*. 2019. 131. pp. 9–10. DOI: 10.1130/B35032.1.

Zhang X.C., Hofstra A.H., Hu R.-Z., Emsbo P., Su W., Ridley W.I. Geochemistry and $\delta^{34}\text{S}$ of ores and ore stage iron sulfides in Carlin-type gold deposits, Dian-Qian-Gui area, China: Implications for ore genesis, in: Mao J.W., Bierlein, F.P. (Eds.), *Mineral Deposits Research // Meeting the Global Challenge*. 2005. 2. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 1107–1110.

Zhang R.Y., Lo C.H., Chung S.L., Grove M., Omori S., Iizuka Y., Liou J.G., Tri T.V. Origin and tectonic implication of ophiolite and eclogite in the Song Ma Suture Zone between the South China and Indochina Blocks // *J. Metamorph. Geol.* 2013. 31. pp. 49–62.

Zhang Y.Q., Xu X.B., Jia D., Shu L.S. Deformation record of the change from Indosinian collision-related tectonic system to Yanshanian subduction-related tectonic system in South China during the Early Mesozoic // *Earth Sci. Front.* 2009. 16. pp. 234–247.

Zhu J.-J., Hu R.-H., Richards J.P., Bi X.-W., Stern R., Lu G. No genetic link between Late Cretaceous felsic dikes and Carlin-type Au deposits in the Youjiang basin, Southwest China // *Ore Geol. Rev.* 2017. 84. pp. 328–337.

Information about the authors:

Nevolko P.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of ore-forming systems, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: nevolko@igm.nsc.ru

Tran T.A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Director, Institute Geological Sciences, Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam.

E-mail: trantuananh@vast.gov.vn

Svetlistkaya T.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of ore-forming systems, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: svt@igm.nsc.ru

Tran T.H., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Petrogenesis and Metallogenesis, Institute Geological Sciences, Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam.

E-mail: trantronghoavn@gmail.com

Ngo T.P., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher, Department of Petrogenesis and Metallogenesis, Institute Geological Sciences, Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam.

E-mail: phuongphg2017@gmail.com

Ngo T.H., PhD student, Researcher, Department of Petrogenesis and Metallogenesis, Institute Geological Sciences, Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam.

E-mail: ngohuong1412@gmail.com

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 18.01.2023; одобрена после рецензирования 25.02.2023; принята к публикации 18.03.2024

The article was submitted 18.01.2023; approved after reviewing 25.02.2023; accepted for publication 18.03.2024

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Научная статья
УДК 551.8
doi: 10.17223/25421379/30/2

СУПЕРПАВОДКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА КОЙБАЛЬСКОЙ СТЕПИ (МИНУСИНСКАЯ КОТЛОВИНА)

Иван Дмитриевич Зольников^{1,5}, Антон Васильевич Выборнов^{1,4},
Эдуард Николаевич Киргинеков², Игорь Александрович Грачев³,
Егор Алексеевич Филатов¹, Дарья Анатольевна Данильсон¹, Дмитрий Евгеньевич Рогозин^{1,5}



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

² Хакасский национальный краеведческий музей им. Л.Р. Кызласова, Абакан, Россия

³ Музей антропологии и этнографии им. Петра Великого (Кунсткамера) РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

⁵ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

¹ zol@igm.nsc.ru

² v.banton@gmail.com

³ kir@hnkm.ru

⁴ lugavka@mail.ru

⁵ egorphylatov@gmail.com

⁶ chupina_da@igm.nsc.ru

⁷ d.rogozin@g.nsu.ru

Аннотация. Детально охарактеризованы ложбины и гряды гигантской палеодельты в Койбальской степи. Пологоволнистая равнина Койбальской степи с поверхности сложена эоловыми песками. Под ними залегают суперпаводковые валунники с глыбами, валунно-галечники, пески и мициты. Возраст последнего суперпаводка предполагается около 20 тыс. л. Все палеолитические памятники на данной территории моложе 15 тыс. л. Отложения селей Койбальской степи являются стратиграфическим и генетическим аналогом верхнеенисейской толщи.

Ключевые слова: суперпаводки, Енисей, четвертичные отложения, Койбальская степь, палеодельта, катафлювиал

Источник финансирования: исследования выполнены в рамках гранта РНФ 22-17-00140 «Позднечетвертичная история магистральных долин Западной Сибири».

Для цитирования: Зольников И.Д., Выборнов А.В., Киргинеков Э.Н., Грачев И.А., Филатов Е.А., Данильсон Д.А., Рогозин Д.Е. Суперпаводковые отложения верхнего неоплейстоцена Койбальской степи (Минусинская котловина) // Геосферные исследования. 2024. № 1. С. 26–39. doi: 10.17223/25421379/30/2

Original article
doi: 10.17223/25421379/30/2

SUPERFLOODS DEPOSITS OF THE UPPER PLEISTOCENE OF THE KOIBAL STEPPE (MINUSINSK BASIN)

Ivan D. Zolnikov¹, Anton V. Vybornov^{1,4}, Eduard N. Kirginekov², Igor A. Grachev³,
Egor A. Filatov^{1,4}, Daria A. Danilson¹, Dmitry E. Rogozin^{1,5}

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

² Khakass National Museum of Local Lore named after L.R. Kyzlasov, Abakan, Russia

³ Peter the Great Museum of Anthropology and Ethnography (the Kunstkamera), Saint-Petersburg, Russia

⁴ Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

⁵ Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

¹ zol@igm.nsc.ru

² v.banton@gmail.com

³ kir@hnkm.ru

⁴ lugavka@mail.ru

⁵ egorphylatov@gmail.com

⁶ chupina_da@igm.nsc.ru

⁷ d.rogozin@g.nsu.ru

Abstract. The Koibal Steppe is a territory inside the South Minusinsk Basin (Middle Siberia) between the Yenisei and Abakan rivers. There are hollow and ridge relief of the paleodelta its a width are more than 50 km in the southern part of the Koibal steppe. GIS-modeling based on a DEM-derived geomorphometry are allowed to characterize in detail this landforms. Hollows and ridges had form a fan pattern are diverging giant outflow cone which doesn't characterized the structure of alluvial plains. The good preservation of the fluvial relief of the giant delta testifies to its young upper quaternary age. The strata with a total area of more than 6,000 km² spread within the Koibal steppe has a two-tiered structure. The lower tier is represented by fluvial and mudflows deposits with a total thickness of up to 40 m. It were formed at the exit of glacial superfloods along the Yenisei Valley from the West Sayan Ridge. The upper tier is represented by subaerial sediments were formed by the aeolian processes as a result of the redeposition of the lower tier sands. This aeolian sands composing the Koibal steppe surface form ridges of sublatitudinal direction. Lying under them the superflood layer is represented by boulders, boulder-pebbles, sands (water-stone mudflows) and mixtites (mud-stone mudflows). These facies naturally combine in space. A boulder pebbles with rounded boulders predominate in the lower part of the super flood strata. A obliquely and parallel layered sands lie above. A mixtites with flame-like textures of a liquid-plastic flow are in the higher part of the superflood strata. There are no not lithified rocks of the Paleogene, Neogene, Holocene and Pleistocene between the deposits of superfloods and the Paleozoic basement. This indicates that the inner part of the South Minusinsk basin underwent extensive denudation in the Late Pleistocene. This situation is not typical for intermountain basins. Usually deposits accumulate throughout the Late Cenozoic, coming from the uplifting mountain frame. There are no large locations of megafauna in this area. In fact, all the known Late Paleolithic monuments are younger than 15,000 years on this territory. That means they appeared after the superflood. The age of the last superflood is assumed to be about 20,000 years (the final stage of MIS-2). This does not exclude the possibility of glacial superfloods being on the Middle Yenisei about 90,000 years (cold substages 5 d, b) and at the end of the glaciation of MIS-6 by analogy with the superfloods of the Altai Mountains along the Chuysky and Katun rivers valleys with access to the plain (Upper Ob). The sediments of the water-stone and mudstone mudflows of the Koibal steppe are stratigraphic genetic analogs of the Upper Yenisei strata, which performs extensions of the Upper Yenisei Valley.

Keywords: *superfloods deposits, the Yenisei river, quaternary deposits, the Koibal steppe, paleodelta, cataclysmic flooding*

Source of funding: The study is done on state assignment of RSF 22-17-00140 The late Quaternary history of the trunk valleys of Western Siberia.

For citation: Zolnikov I.D., Vybornov A.V., Kirginekov E.N., Grachev I.A., Filatov E.A., Danilson D.A., Rogozin D.E. (2024) Megafloods deposits of the upper pleistocene of the Koibal steppe (Minusinsk basin). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 26–39. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/30/2

Введение

Койбальская степь, расположенная в юго-западной части Южно-Минусинской Котловины (ЮМК) на междуречье Енисея и Абакана, выражена в рельефе пологоволнистой равниной с отметками 250–350 м над ур. м. (рис. 1). В центральной ее части возвышается структурно-денудационный останец, сложенный палеозойскими породами, на поверхности которых развит холмисто-увалистый (400–300 м) и куэстово-грядовый (350–550 м) типы рельефа. Отдельные вершины останца достигают 580 м. Структурно-денудационная возвышенность охватывается пологоволнистой равниной с юго-запада и юго-востока, т.е. она ограничена с внешней стороны границей Койбальской степи, а с внутренней – останцом.

Авторы среднемасштабной (1 : 200 000) геологической карты 1963 г. [Херасков, Анисимова, 1963] считали, что эта равнинная территория сложена средне-верхне-четвертичными нерасчлененными красно-бурыми песчаными глинами с галькой, песками и валунно-галечниками «древней долины реки Енисей», возраст которой определялась ими исходя из гипсометрического положения поверхности, близкой к гипсометрическим уровням площадок третьей и второй надпойменных террас Енисея.

Мощность этих отложений в приенисейской части более 40 м [Херасков, Анисимова, 1963]; при этом в разрезе доминируют валунно-галечники, а в районе

Абакана более существенную роль играют пески, и мощность толщи снижается до 5–15 м. На геологической карте 2019 г. издания данная толща показана как «аллювий прадолины Енисея», эоплейстоценовый возраст которого был определен по спорово-пыльцевым спектрам [Шаталина и др., 2019].

В связи с вышеизложенным следует особо отметить, что на космических снимках отчетливо фиксируется современная долина Енисея, ширина которой (низкие террасы вместе с поймой) в ЮМК обычно не превышает 5 км (в среднем 2 км), тогда как ширина «древней долины» с запада на восток от р. Абакан до р. Енисей превышает 50 км (рис. 1). Таким образом, происхождение рассматриваемой толщи не соответствует аллювиальной парадигме. Недостаточно аргументирован и приписываемый этой толще древний возраст. Особо подчеркнем, что по данным геологического картирования [Херасков, Анисимова, 1963; Шаталина и др., 2019] на территории ЮМК отсутствуют мезозойские, палеогеновые, неогеновые отложения. Исключением является мел-палеоценовая кора выветривания, которая залегает прерывистыми линзами и карманами непосредственно на литифицированных породах палеозоя.

На наш взгляд, здесь также отсутствуют эоплейстоценовые, нижненеоплейстоценовые и фактически нет достоверных данных о наличии средненеоплейстоценовых межледниковых отложений. При этом нередко верхнечетвертичный субаэральный покров ложится на

размытую поверхность коры выветривания или непосредственно на кровлю палеозойских пород. Это свидетельствует о том, что ЮМК подвергалась в неопл

истоцене интенсивной денудации, что крайне нехарактерно для типичного морфолитогенеза межгорных котловин.

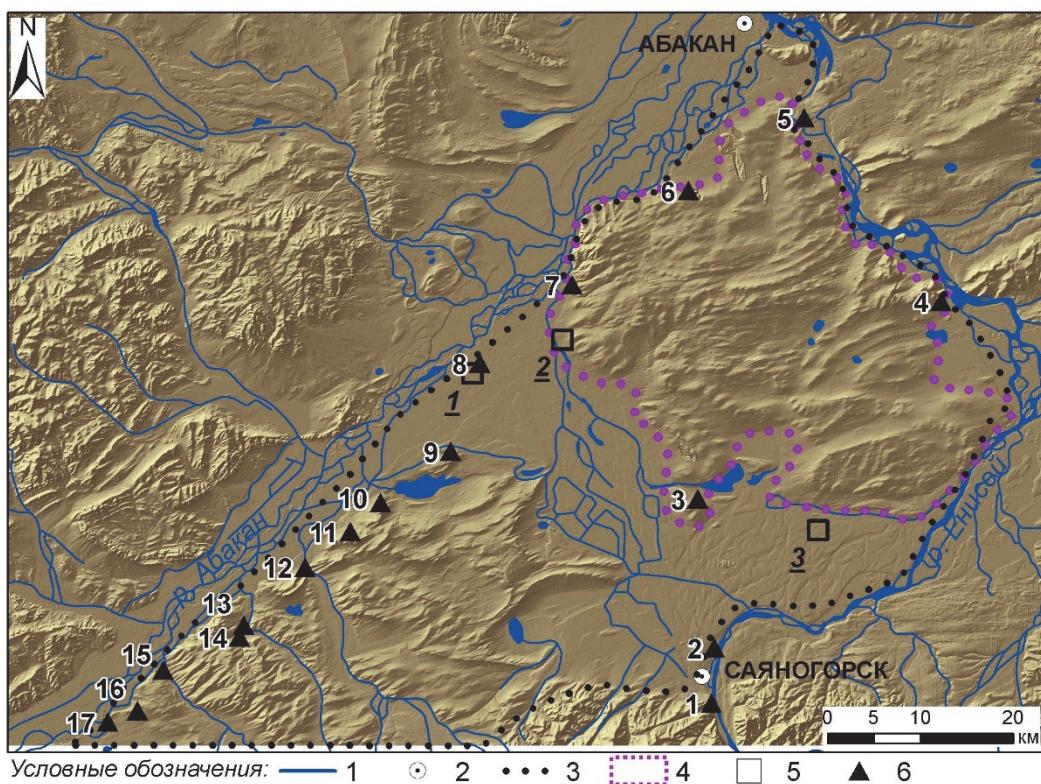


Рис. 1. Территория исследований на теневой модели рельефа

Условные обозначения: 1 – гидросеть; 2 – населенные пункты; 3 – границы Койбальской степи; 4 – границы структурно-денудационной возвышенности; 5 – геологические разрезы (№: 1 – карьер у долины р. Абакан; 2 – район детальной шурфовки; 3 – Карьер у Новомихайловки); 6 – археологические памятники палеолита (№: 1 – Означенное-1; 2 – Аэродром; 3 – Смирновка; 4 – Малая Шартайка; 5 – Тагарский остров; 6 – Изых; 7 – Сартыков; 8 – Аршановка; 9 – Шалгинов; 10 – Сосновое Озеро; 11 – Чаптыков; 12 – Куйбышево; 13 – Утух-хая-кисте; 14 – Улуг-Биль; 15 – Усть-Табат; 16 – Конгурэ; 17 – Маткечик)

Fig. 1. Hillshade map of the study area

Symbols: 1 – rivers; 2 – settlements; 3 – the Koibal steppe boundary; 4 – the boundary of structural and denudation upland; 5 – geological sections (1 – quarry near the Abakan river valley; 2 – the area of detailed drilling; 3 – quarry near Novomikhailovka); 6 – paleolithic archaeological sites (1 – Oznachennoe-1; 2 – Aerodrom; 3 – Smirnovka; 4 – Malaya Shartayka; 5 – Tagarskiy ostrov; 6 – Izых; 7 – Sartykov; 8 – Arshanovka; 9 – Shalginov; 10 – Sosnovoe Ozero; 11 – Chaptikov; 12 – Kuybyshevo; 13 – Utukh-khaya-kiste; 14 – Ulug-Bil'; 15 – Ust'-Tabat; 16 – Kongure; 17 – Matkechik)

Отсутствие во внутренней части котловины нижне-средне- и в значительной мере верхнекайнозойских отложений не может быть объяснено ни речным, ни озерным седиментогенезом. Формирование рассматриваемой пологоволнистой равнины, выстланной валунно-галечниками и песками, объясняется времененным затоплением котловины до отметки 350 м гляциальными суперпаводками [Komatsu et al., 2009; Аржанникова и др., 2014; Arzhannikov et al., 2023], проходившими по долине Верхнего Енисея после опорожнения ледниково-подпрудного озера глубиной 140 м в Дархадской котловине, которое неоднократно возникало и, по данным [Krivonogov et al.,

2005; Gillespie et al., 2008], последний раз существовало во временном интервале 17–19 тыс. л. н. При поступлении из гор в ЮМК большого объема воды имела место площадная флювиальная денудация, массовое интенсивное переотложение обломочного материала и его аккумуляция в пределах внутренней дельты ЮМК. Быстрое (в аспекте геологического времени – одномоментное) накопление большого объема отложений во внутренней части котловины привело к смешению русла Енисея на восток.

Возраст последнего суперпаводкового события является дискуссионным. Наиболее популярно мнение о том, что завершение суперпаводковой истории

долины Енисея пришлось на эпоху МИС-2 или немного ранее [Komatsu et al., 2009; Аржанникова и др., 2014; Arzhannikov et al., 2023]. Кроме того, высказывались предположения, что по аналогии с четвертичной историей Юго-Восточного Алтая и Предалтайской равнины наиболее масштабные катафлювиальные события последний раз имели место на Енисее около 90 тыс. л. н. при деградации первого поздне-четвертичного оледенения Алтае-Саянской горной области [Зольников и др., 2021].

Однако в ходе полевых работ 2022 г. суперпаводковые отложения конца эпохи МИС-2 выявлены в береговых обрывах на левом берегу Енисейского водохранилища [Зольников и др., 2022]. Вместе с тем наличие палеолитических памятников на территории ЮМК и ее горного обрамления рядом исследователей нередко трактуется как противоречащее суперпаводковой парадигме. В связи с этим рассмотрим геолого-геоморфологическое строение Койбальской степи.

ГИС-анализ рельефа Койбальской степи

Наибольший интерес в аспекте обсуждаемой проблемы представляет рельеф пологоволнистой равнины. В ее пределах еще в середине прошлого века закартированы субмеридионально ориентированные гряды, сложенные валунно-галечным материалом [Херасков, Анисимова, 1963] и разделяющие их ветвящиеся палеорусла [Komatsu et al., 2009; Аржанникова и др., 2014]. Эти формы рельефа видны на данных дистанционного зондирования (ДДЗ); при этом четкость проявления на цифровых изображениях в спектральном домене часто затушевывается наложением пахотных и пастбищных полей на естественную структуру природных ландшафтов, подчеркивающую рельеф. Для того чтобы получить более адекватное представление была использована цифровая модель рельефа (ЦМР) открытого доступа SRTM (размер пикселя 30×30 м), на основе которой в программном пакете ArcGIS получено несколько простейших цифровых моделей (рис. 2).

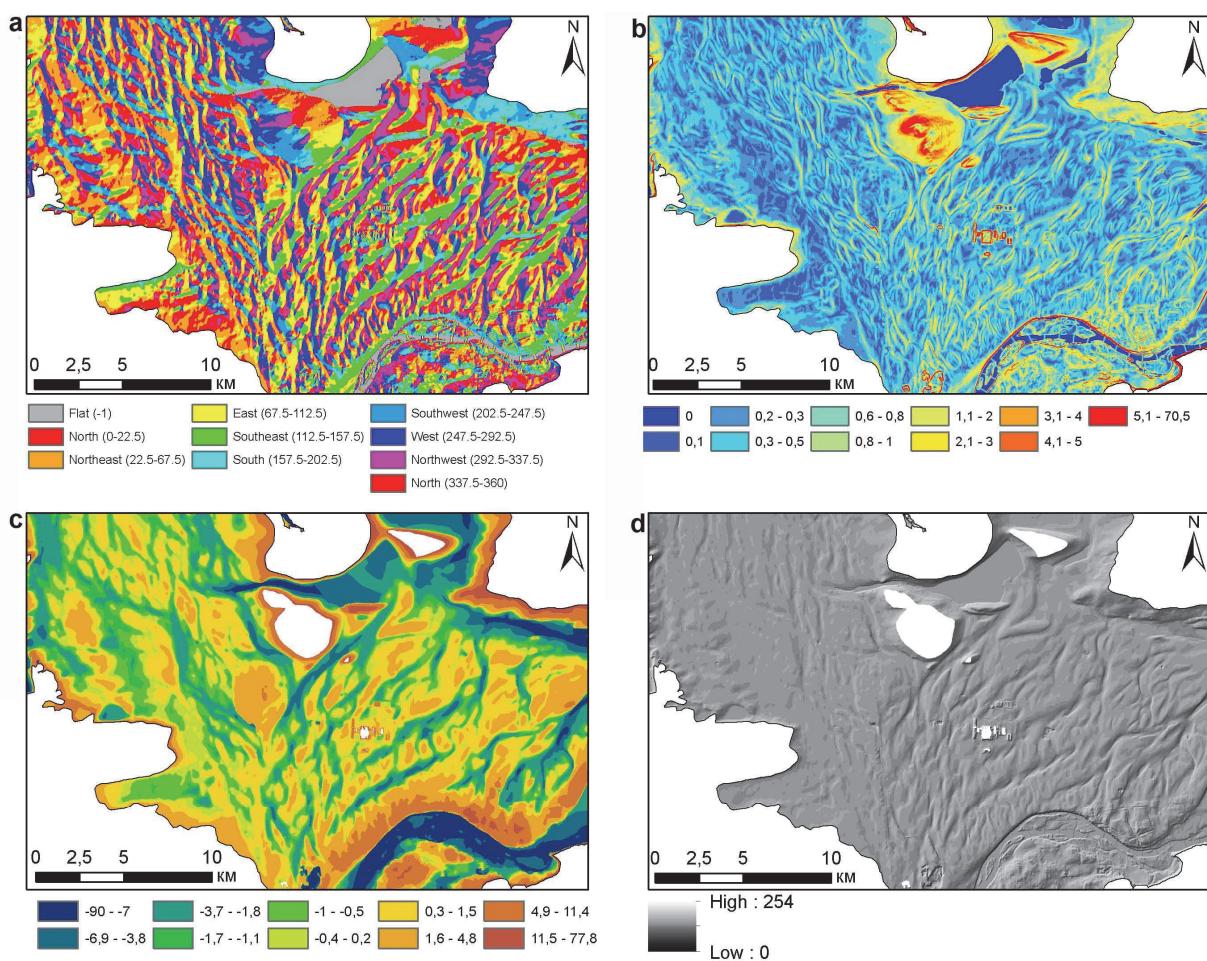


Рис. 2. Рельеф дельты в пределах пологоволнистой равнины Койбальской степи на схемах
а – экспозиция склонов (в азимутальных градусах); б – углы падения склонов (в градусах); в – отклонение от усредненного рельефа (в м); г – теневая модель рельефа

Fig. 2. Topography of the delta within the plain of the Koibal steppe

a – aspect; b – slope (in degrees); c – deviation from the average relief (in meters); d – hill shade

Прежде всего из исходной ЦМР при помощи растрового калькулятора модуля Spatial analyst пакета ArcGIS была вырезана область с пикселями, высоты которых были меньше 320 м над уровнем мирового океана, что позволило оконтурить пологоволнистую равнину и исключить из классификации кустовой рельеф структурно-денудационного останца и горного обрамления. Затем в том же программном пакете были построены: схема экспозиции склонов (рис. 2, а) и схема углов падения склонов (рис. 2, б), которые были расклассифицированы одним из наиболее популярных алгоритмов, используемых для ЦМР, встроенных в ArcGIS – методом квартилей (32 класса). На этих изображениях ложбинно-грядовый рельеф оказался гораздо более контрастно проявлен, чем на космоснимках. Однако экспозиция и уклон дневной поверхности не позволяют сразу интуитивно определять, где на изображении положительные, а где отрицательные формы рельефа. Поэтому была построена схема отклонений высот от усредненного рельефа. Для этого сначала был создан усредненный рельеф путем расчета среднего в скользящем окне радиусом 2,5 км, а затем этот усредненный рельеф при помощи растрового калькулятора был вычен из ЦМР. В результате было получено цифровое изображение (рис. 2, с) с отметками высот положительными (превышающими усредненный рельеф), которые фиксируют гряды и холмы (коричневый цвет), и с отметками отрицательными (ниже усредненного рельефа), которые фиксируют ложбины и западины (синий цвет). Данное цифровое изображение менее детально, чем два предыдущих, но зато более легко для непосредственной интерпретации. Еще более привычно для восприятия, хотя тоже не так детально, рельеф ветвящихся расходящихся русел отображен на теневой модели рельефа (рис. 2, д).

При анализе полученных цифровых изображений обращает на себя внимание тот факт, что оси гряд и ложбин не образуют рисунок сегментированной поймы или петлеобразно меандрирующих русел. Соответственно, данный рельеф не соответствует идеи длительного блуждания палео-Енисея по территории ЮМК. Более того, очевидны однотипность происхождения и одинаковая степень сохранности гряд и ложбин, что свидетельствует о синхронности и непродолжительности времени их образования. При этом ориентировка ложбин веерно раскрывается в котловину, что соответствует флювиальной структуре гигантского конуса выноса, но не аллювиальным террасам. Хорошая сохранность в современном рельефе на обширной территории рассматриваемых флювиальных структур не позволяет считать их возраст древнее позднего неоплей-

стоцена и уж тем более относить их к эоплейстоцену, как это сделано в работе Т.А. Шаталиной и соавт. [2019].

В северо-западной части, рассматриваемого гигантского конуса выноса на схеме экспозиции склонов (рис. 2, а) отчетливо прослеживаются субширотные полосы, которые соответствуют доминирующей розе ветров и на местности представлены эоловыми песчаными наносами, сформированными за счет перевеивания флювиальных песков [Аржанникова и др., 2014]. Песчаные массивы изометрической и удлиненной формы протягиваются из Енисей-Абаканского междуречья на правобережье Енисея, где они образуют длинные полосы, фиксирующиеся на ДДЗ сосновой растительностью. Эоловые гряды ориентированы поперечно флювиальным ложбинам и грядам, перекрывают их и вместе с тем не бронируют их, что также свидетельствует о молодом возрасте палеодельты. Рассмотрим отложения, слагающие рельеф Койбальской степи и выстилающие днище ЮМК.

Геологическое строение четвертичной толщи

В 2018 г. в рамках археологических работ на территории Койбальской степи были изучены четвертичные отложения в карьере (геологическое наблюдение № 1 на рис. 3) и серия шурfov (геологическое наблюдение № 2 на рис. 6) в районе бывшего улуса Котожеков [Киргинеков и др., 2018].

Прежде всего рассмотрим карьер с координатами 53.380399° с.ш., 91.032862° в.д. (геологическое наблюдение № 1 на рис. 3). Нами задокументирован фрагмент стенки карьера, от бровки которого сверху вниз вскрыты три пачки. Верхняя представлена песком, мощностью 1–3 м. Средняя сложена валунно-галечниками с доминирующей параллельной субгоризонтальной слоистостью мощностью до 7 м. Нижняя сложена преимущественно валунниками с галькой и отдельными окатанными глыбами мощностью до 8 м. В прикровельной части нижней толщи отмечаются прерывистые прослои и линзы песка, а также опесчаненность собственно валунников. Тут же отметим, что кровля нижних валунников не всегда находится на одном гипсометрическом уровне, но участками снижается фактически до уровня их подошвы, т.е. до кровли палеозойских пород; при этом мощность перекрывающей пачки валунно-галечников настолько же увеличивается, что было прослежено в других стенках карьера. К сожалению, у администрации данного действующего угольного карьера не было получено разрешение на более длительные работы и на более детальную документацию геологических раз-

резов. Поэтому другие стенки карьера не были отрисованы. Тем не менее представленный на рисунке разрез дает возможность зафиксировать трехчленное строение толщи. При этом параллельно слоистые валунно-галечники со структурным несогласием ложатся на косослоистые валунники. О времени формирования этих трех пачек пока нет данных. Это могут быть свидетельства трех разных суперпаводков, последний из которых (пески) существенно уступал предыдущим (валунники и валунно-галечники) как

по водности, так и по способности к перемещению/аккумуляции отложений, но вместе с тем не исключено, что в данном случае наблюдаются три разных фации одного суперпаводкового события. Достаточно уверенно можно сделать вывод о катафлювиальном генезисе анализируемой толщи в целом, что дополнительно подтверждается окатанными крупными валунами и глыбами, извлеченными местными угольщиками из валунно-галечников и сложенными у здания администрации карьера в качестве необъяснимого феномена (рис. 4).

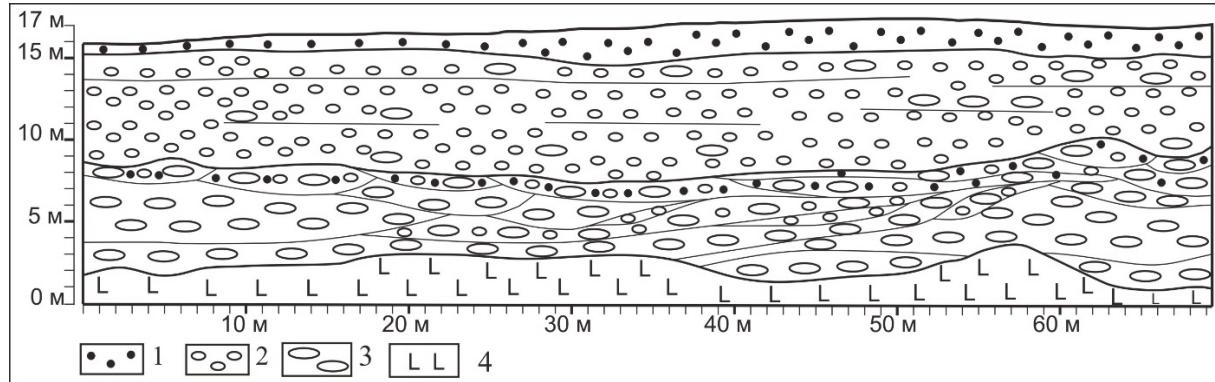


Рис. 3. Разрез фрагмента стенки карьера

Условные обозначения: 1 – песок; 2 – галька; 3 – валуны; 4 – литифицированные породы палеозоя

Fig. 3. Geological section of the quarry fragment

Symbols: 1 – sand; 2 – pebbles; 3 – boulders; 4 – lithified the Paleozoic rocks



Рис. 4. Пример окатанных глыб из отложений валунников в карьере у с. Новомихайловка

Fig. 4. The photo of rolled boulders from the quarry

Наличие песков, валунно-галечников и валунников с глыбами в рыхлых отложениях внутренней части ЮМК неоднократно фиксировалось при геологосъемочных работах.

Так, в карьере у с. Новомихайловка (геологическое наблюдение № 3 на рис. 1) сверху вниз вскрыты

[Шаталина и др., 2019]: 1) гравийно-галечники с линзами косослоистого песка мощностью 2,5 м; 2) пески горизонтально слоистые мощностью 2,5 м; 3) валунно-галечечно-гравийно-песчаная смесь мощностью 2,5 м; 4) пески горизонтально слоистые с линзами гравия мощностью 2,5 м.

Общая мощность составляет 10 м. Здесь же отметим, что текстурно-структурный облик отложений этого разреза не соответствует типичным представлениям о фациях равнинной реки. Отсутствуют пойменные и старичные осадки, а слой 3, представленный валунно-галечечно-гравийно-песчаным миктитом, не имеет аналогов среди фаций аллювия. Вместе с тем очевидно, что описанная толща имеет флювиальный генезис. Аналогичные отложения вскрыты в многочисленных карьерах, используемых для добычи угля и ПГС. Согласно данным, приведенным в работе Т.А. Шаталиной и соавт. [2019], мощность этой толщи в районе села Бея составляет 15–24 м, а в левом борту р. Енисей в районе г. Саяногорск, по данным разведочных работ на ПГС, она достигает 30 м. Напомним, что, по данным [Херасков, Анисимова, 1963], максимальная мощность этой толщи превышает 40 м.

Согласно [Шаталина и др., 2019], данная толща выполняет широкую равнину прадолины Енисея и в бортах долины фациально замещается делювиально-пролювиальными или озерно-аллювиальными отложениями эоплейстоценовой каспинской свиты. Свита мощностью до 18–20 м и более сложена красно-коричневыми, желто-красными глинами и суглинками с глыбами, щебнем, галькой с линзами песчано-гравий-

ного материала; имеет ограниченное распространение в долинообразных понижениях древнего рельефа, на склонах, а также в прибрежных частях долин на выходе их из горной области. Описанные отложения, являясь смесями грубообломочного материала и мелкозема с гравийно-песчаными линзами, не похожи ни на деловий, ни на пролювий. Тем более неизвестным является присутствие каспинской свиты в пределах пологоволнистой равнины на значительном удалении от делювиально-пролювиального шлейфа предгорий.

Нами эти отложения были описаны в 7 шурфах (геологическое наблюдение № 2 на рис. 1) вдоль профиля, заложенного на юго-восточной окраине структурно-эрэзионного останца с пересечением границы между структурно-денудационным останцом и пологоволнистой равниной и выходом в одну из палеоложбин на равнине (рис. 5).

Охарактеризуем 4 стенки разных шурfov (рис. 6).

Шурф № 1. Западная стенка (рис. 6, а). Глубина 2,3 м. N = 53, 41623°; E = 91,18092° (± 4 м), H = 297 м. Сверху вниз от дневной поверхности вскрыты:

Слой 1. Субаэральный покров мощностью 0,65 м:

0,0–0,3 м. Серая до темно-серой гумусированная супесь неслоистая. Подошва ровная. Залежь – перепаханная почва.

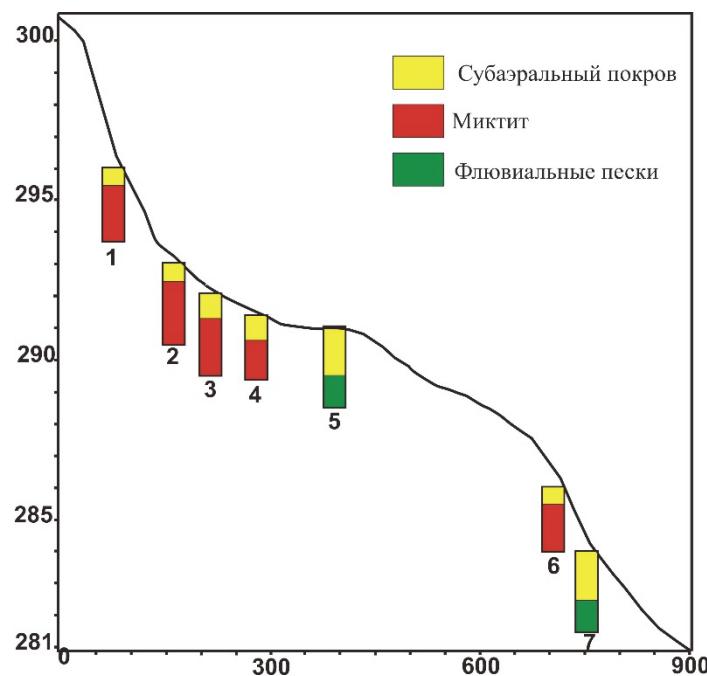


Рис. 5. Геоморфологический профиль вдоль линии шурfov

Fig. 5. Geomorphological profile along the line of detailed drilling

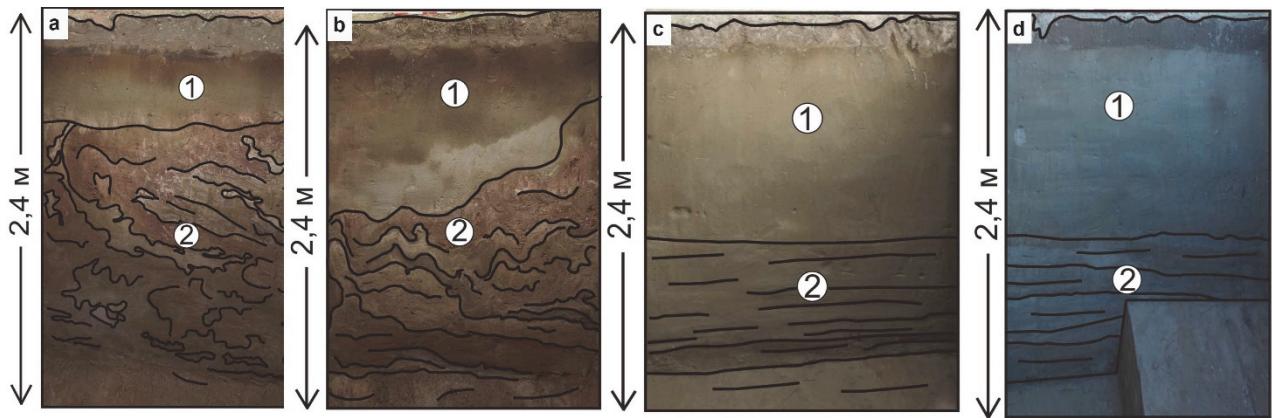


Рис. 6. Шурфы: а – № 1; б – № 2; в – № 5; г – № 7

Fig. 6. Drilling sites: a – № 1; b – № 2; c – № 5; d – № 7

0,3–0,45 м. Бурая супесь неслоистая. Нижний контакт неровный с «затеками». Каштановая степная палеопочва.

0,45–0,65 м. Серый неслоистый песок с редкими зернами дресвы. Генезис эоловый.

Слой 2. Буро-пестроцветный миктит видимой мощностью 1,65 м.

0,65–2,3 м. Пестрая мозаичная ассоциация серых и светло-серых песков и бурых с красновато-кирпичным оттенком алевритов. Литологические разности залегают в виде полос и пламеневидных включений, которые воздымаются с юго-востока на северо-запад под углами от 40 до 50°. Полосы изогнуты, «смяты», разорваны и «растасканы». Встречаются мелкие, средние, редко крупные щебни и дресва различного цвета и петрографического состава (песчаники красноцветные и серые, известняки, кремни), что свидетельствует об их относительно дальнем переносе. Ближайшие выходы на дневную поверхность коренных литифицированных пород находится в полукилометре к северу от шурфа на куэстовой возвышенности и представлены однородными красноцветными песчаниками ойдановской свиты верхнего девона. Встречены две мелкие гальки. Обстановка формирования – жидкоко-пластичное течение грязевой массы.

Шурф № 2. Западная стенка (рис. 6, б). Глубина 2,4 м. N = 53, 41628°; E = 91,18024° (± 3 м), H = 293 м.

Слой 1. Субаэральный покров мощностью 0,6 м (до 1,3 м при выполнении западин):

0,0–0,2 м. Серая до темно-серой гумусированная супесь неслоистая. Подошва ровная. Залежь – перепаханная почва.

0,2–0,4 м (до 0,8 м – мощность локально увеличивается за счет выполнения западины). Бурая супесь неслоистая. Нижний контакт неровный с «затеками». Каштановая степная палеопочва.

0,4–0,6 м (до 1,3 м – мощность локально увеличивается за счет выполнения западины). Серый неслоистый песок с редкими зернами дресвы. Верхний контакт нечеткий нерезкий. Подошва неровная. Генезис эоловый.

Слой 2. Буро-пестроцветный миктит видимой мощностью 1,8 м:

0,6–2,4 м. Пестрые отложения, аналогичные слою 2, описанному в шурфе № 1. Интересно, что у дна шурфа в северной и восточной стенках зафиксированы прослои серого и темно-серого песка, которые в западной стенке интенсивно деформируются. Это свидетельствует о том, что залегающие под грязевыми миктитами параллельно-слоистые пески вовлекаются в деформации жидкокомпактного течения миктитов. Это указывает на в целом сингенетическую природу жидкокомпактных текстур флювиальным текстурам, подтверждая таким образом синседиментационность миктитов и подстилающих песков. В миктитах зафиксированы крупные щебни (до 10 см) разного петрографического состава (серые, вишневые, рыже-красные песчаники, известняки), а также мелкий щебень и дресва. Неоднородный петрографический состав обломочного материала и ориентировка текстур течения перпендикулярно направлению на ближайший склон с выходами литифицированных пород свидетельствует о том, что отложения пестрого слоя не являются коллювием (в частности местным склоновым солифлюксом), но представляют собой результат аккумуляции грязевых отложений относительно дальнего переноса.

Аналогичное строение имеют шурфы № 3 (N = 53,41633°; E = 91,17953° (± 4 м), H = 293 м) и № 4 (N = 53, 41620°; E = 91,17896° (± 4 м), H = 291 м). В шурфе № 3 субаэральный покров имеет мощность

0,7 м, а миктит, в котором зафиксированы деформированные песчаная и алевритовая полосы, воздымающиеся на север под углом 45°, имеет видимую мощность 1,8 м. В шурфе № 4 субаэральный покров имеет мощность 0,8 м, а миктит с пятнистой текстурой за счет включений песка имеет видимую мощность 1,2 м.

Охарактеризуем теперь геологическое строение шурфов в ложбине, днище которой ниже на 5–7 м, чем поверхность где локализованы шурфы, описанные выше (№ 1–4).

Шурф № 5. Восточная стенка (рис. 6, *c*). Глубина 2,4 м. N = 53,41577°; E = 91,17713° (± 5 м), H = 286 м.

Слой 1. Субаэральный покров мощностью 1,4 м:

0,0–0,2 м. Бурая палеопочва, частично перепаханная с поверхности.

0,2–1,4 м. Серые алевритистые пески, не слоистые, золовые.

Слой 2. Флювиальные пески видимой мощностью 1 м.

1,4–2,4 м. Серые параллельно-субгоризонтально слоистые промытые пески с редкими черными и коричневыми прослойками в несколько миллиметров. Подошва не вскрыта.

Шурф № 7. Восточная стенка (рис. 6, *d*). Глубина 2,4 м. N = 53,4144170°; E = 91,1716940° (± 4 м).

Слой 1. Субаэральный покров мощностью 1,4 м:

0,0–0,2 м. Бурая палеопочва, частично перепаханная с поверхности.

0,2–1,4 м. Серые алевритистые пески, не слоистые, золовые.

Слой 2. Флювиальные пески видимой мощностью 1 м.

1,4–2,4 м. Серые параллельно-субгоризонтально слоистые пески. Подошва не вскрыта. Генезис флювиальный. Видимая мощность 1 м.

В шурфах 5 и 7, где вскрыты параллельно слоистые пески, субаэральный песчаный покров имеет мощность больше, нежели в шурфах, где вскрыты миктиты. В шурфе № 6 (N = 53,41465°; E = 91,17216° (± 7 м) H = 283 м), который расположен на той же поверхности, что и шурфы № 5, 7, под субаэральным покровом мощностью 0,5 м вскрыты пестрые миктиты с пятнисто-полосчатой текстурой видимой мощностью 1,7 м. В верхней части слоя более четко выражена слоистость, встречаются прослои, линзы дресвы и мелкого щебня. Это свидетельствует о том, что миктиты являются не просто перекрывающими для параллельно слоистых песков, но и их фациальными аналогами, которыми пески могут замещаться по горизонтали. Появление этих грязевых миктитов внутри поля флювиальных песков обусловлено тем, что в данном месте локализован относительный крутой уступ между возведенностью и ложбиной.

Подытоживая данные по описанным шурфам, прежде всего отметим, что участок находится на краю палеоложбины и профиль шурfov (от 1 до 7) задан в направлении от более высоких отметок к более низким. Здесь же подчеркнем, что высота поверхности шурfov определялась по типовому навигатору бытового класса, т.е. с не очень надежной точностью. Нижняя часть сводного разреза представлена параллельно слоистыми песками водного (по-видимому, преимущественно ламинарного) течения и пестрыми пятнисто-полосчатыми миктитами с прослойками и линзами флювиальных песков жидкокластического течения. Эрратические крупные щебни и мелкая галька, встреченные в отложениях, свидетельствуют не о местно-склоновом переносе обломочного материала, но об относительно дальней транспортировке потоком. В частности, на это указывает малое количество, но все же присутствие гальки. Остроугольные обломки также являются характерными для суперпаводковых отложений, когда мощный поток заимствует коллювий и переносит его во взвешенном состоянии фактически без окатывания.

Палеолитические местонахождения Койбальской степи

Археологические объекты верхнего палеолита в Южно-Минусинской котловине хорошо известны специалистам, отражены в литературе [Абрамова и др., 1991; Лисицын, Худяков, 1997; Лисицын, 2000; Дроздов и др., 2017а; Астахов и др., 2019; Васильев, Зубков, 2021], научных отчетах, музеиных коллекциях. Гипотеза о катастрофическом паводке в верхнем неоплейстоцене также вошла в корпус региональных геоархеологических исследований [Харевич и др., 2018; Акимова и др., 2020] и вызвала известную критику на основании археологических исследований в горной долине Енисея [Васильев, 2021]. В Койбальской степи известно более 40 археологических объектов с материалами каменного века, которые привязаны к вершинам и склонам водоразделов, склонам над низкими террасами и на самих низких террасах [Лисицын, 2000, с. 94]. Большинство объектов связано с местонахождениями артефактов и палеофауны на выдувах [Лисицын, Худяков, 1997; Лисицын, 2000, с. 94–105]. Датировка некоторых материалов осложнена, но там, где интерпретация фактических данных не вызывает особых трудностей, можно уверено связывать артефакты с финалом верхнего палеолита [Лисицын, 2000, с. 105; Васильев, Зубков, 2021, с. 29].

В зоне гигантской дельты, сформированной за счет выброса селевого потока из Саянского каньона,

на территории Койбальской степи известна единственная стратифицированная стоянка Означенное I у г. Саяногорска около юго-восточной границы Койбальской степи. Культурный слой зафиксирован у подножия горы на слабо выраженном террасовидном уступе, который возвышается на 5–6 м над 30–35-метровой террасой Енисея, т.е. на высоте около 40 м над уровнем современной реки. Найдены каменных изделий, костей животных (преимущественно северного оленя) обнаружены в слое супеси, который подстилается супесями и суглинками с деформированной горизонтальной слоистостью. По костям памятник датирован радиоуглеродным методом $15\,020 \pm 75$ лет [Астахов, 1986, с. 116–117; Васильев, Зубков, 2021, с. 29]. Остальные памятники палеолита относятся к экспонированному типу, т.е. найдены на дефлированной дневной поверхности.

Местонахождения экспонированного материала исследовались в долине Енисея – Аэродром (севернее Саяногорска, в долине Енисея), Тагарский остров (выше устья р. Абакан); в долине р. Абакан (у аалов Шалгинов, Аршанов); на возвышенностях и склонах хребта Изых между дельтой паводка и долиной Енисея – Сартыков, Смирновка, Изых, Борки, Малая Шартайка. На западной окраине этой дельты, на юго-западном берегу Соснового озера также исследована серия одноименных экспонированных местонахождений. На территории Койбальской степи в пределах поля распространения отложений поздненеоплейстоценового селевого потока, обширные коллекции каменных изделий позднепалеолитического облика собраны на выдувах, где вследствие ветровой эрозии были обнажены скопления предметов. На местонахождении Шалгинов обнаружена площадка по обработке камня в развеянном слое светло-серого песка (в 5 км от аала Шалгинов, на склоне хребта на высоте около 40–50 м от уровня р. Абакан) [Лисицын, 2000, с. 101]. Серия орудий, нуклеусов, отщепов найдена у аала Аршанов, на высоте 6–7 м от уровня р. Абакан на поверхности темно-коричневого суглинка [Лисицын, 2000, с. 105].

На возвышенностях горы Изых, отделяющей зону распространения отложений прорыва в Койбальской степи от долины Енисея, экспонированные предметы найдены у Баинова хутора в сером песке, который перекрыт «коричневой глиной и гумусом» (местонахождение Изых, на высоте около 40 м над уровнем р. Абакан) [Лисицын, 2000, с. 101]. На западном склоне отрога Изыха, горы Шартайка, выявлена производственная площадка (местонахождение Малая Шартайка) [Лисицын, 2000, с. 101–102]. На южной окраине отрогов Изыха, вблизи д. Смирновка у берега озера, на склоне 45–50-метровой гривы найдены каменные артефакты и кости лошади [Рыгдылон, 1953,

с. 283]. На западном склоне горы Изых, над долиной Абакана в выдувах на гребнях холмистой гряды собраны каменные орудия у аала Сартыков [Абрамова и др., 1991. с. 62].

На краю поля распространения селевых отложений верхнего неоплейстоцена, на выдувах у юго-западного побережья Соснового озера, северо-восточнее с. Чаптыков, исследовалась группа местонахождений, на которых, среди прочего, был обнаружен комплекс предметов, определяемых как клад каменных изделий и костяных заготовок для орудий [Лисицын, 2000, с. 94–98; Васильев, Зубков, 2021, с. 29]. В обнажениях прослеживаются светло-серые пески, перекрывающие «светло-серый песок с включениями крупных линз и глыб синеватого песчаника» [Лисицын, 2000, с. 94].

Подытоживая данные по известным объектам каменного века Койбальской степи можно сделать вывод, что они на основе датирования по типологии материала и радиоуглеродным методом относятся к финалу верхнего палеолита. Артефакты соотносятся с афонтовской (15–12,5 тыс. л. н.) и кокоревской (15–10 тыс. л. н.) культурами, а также населением периода раннего голоцен. Нижняя дата для всех археологических объектов – 15 тыс. л. н. [Астахов, 1986, с. 117; Лисицын, 2000, с. 105].

В Койбальской степи, за пределами дельты прорыва, известны стратифицированные объекты и местонахождения на выдувах, ассоциируемые с субаэральными песками и супесями. На расстоянии около 35 км выше по долине Абакана от края зафиксированной дельты, в предгорной части долины Абакана расположены пункты сбора позднепалеолитических предметов Конгурэ и Улуг-Биль, на которых удалось связать находки с литологическими горизонтами. На стоянке Конгурэ археологический материал ассоциируется со слоем светло-коричневого мелкого песка, залегающего поверх песков серого и красно-бурового, в том числе с горизонтальной слоистостью [Лисицын, 2000, с. 99–100]. На основании анализа условий залегания предметов и их типологии, Н.Ф. Лисицын датирует местонахождение финалом верхнего палеолита 11–10 тыс. л. н. [Лисицын, 2000, с. 105]. На стоянке Улуг-Биль, проявляющейся в обнажениях на седловине хребта на высоте до 100 м от уреза р. Уты, каменные изделия, кости бизона и северного оленя соотносятся со слоем «светло-серой супеси, подстилаемой красноцветным песком» [Лисицын, 2000, с. 98]. Археологические материалы Улуг-Биль хронологически соотносятся со стоянкой Означенная I и датируются около 15 тыс. л. н. (ньянская стадия последнего оледенения) [Лисицын, 2000, с. 105]. Примерно в 50 км выше по реке Абакан от края дельты прорыва стратиграфическое

положение определено для серии каменных изделий на местонахождении Маткечик-1, на 8–12-метровой террасе р. Абакан у пос. Маткечик. Артефакты и кости животных были обнаружены в слое светло-коричневой супеси на глубине от 0,58 до 0,8 м от современной дневной поверхности. Судя по обнажениям, находки связаны с субаэральным комплексом, покрывающим коренные породы красно-коричневых алевролитов [Дроздов и др., 2017б, с. 115–116]. Датировка материалов, данная авторами находки, относительно широкая – поздний палеолит (после 22 тыс. л. н.).

На юго-западе Койбальская степь контактирует с горной долиной Енисея, где в 8–10 км выше по Енисею от ЮМК известна серия достаточно хорошо археологически изученных палеолитических объектов (Майнская группа), часть из которых не сохранилась до наших дней. По словам С.А. Васильева, археологические объекты в районе Майны показывают «картину непрерывного развития культуры в диапазоне от 18–19 до 10 тыс. лет» и в стратиграфических «разрезах отсутствуют следы размывов, резких перерывов в осадконакоплении, внедрения линз и прослоев более грубого материала» [Васильев, 2021, с. 595]. Насколько можно судить по опубликованным данным, культурные слои на памятниках майнской группы связаны с отложениями II террасы. Культурный слой стоянки в устье реки Кантегир располагался в покровных и аллювиальных супесях. Стоянка Уй I приурочена к отложениям 23–25-метровой аллювиальной террасы. Майнинская стоянка локализована в покровной толще на 25–27-метровой III террасе, а также в покровных и подстилающих их аллювиальных песках и супесях 16–18 II-метровой террасы [Васильев, Зубков, 2021, с. 27–28].

К сожалению, имеющееся на сегодняшний день слишком общее описание геолого-геоморфологического контекста майнской группы памятников не позволяет выяснить реальные взаимоотношения селевых отложений и отложений, вмещающих археологические объекты. Для решения этой задачи требуются дополнительные экспедиционные исследования. Известны случаи, когда селевые образования не размывают отложения субаэрального комплекса и, соответственно, не разрушают содержащиеся в них культурные слои [Зольников и др., 2022]. Кроме того, следует отметить, что эти памятники находятся за пределами мегадельты, локализованной в Койбальской степи, т.е. за границами территории исследований данной работы.

Таким образом, известные археологические объекты Койбальской степи не противоречат геолого-геоморфологическим данным, свидетельствующим о

суперпаводковом событии около 20 тыс. л. н. Все известные здесь верхнепалеолитические объекты имеют возраст не древнее 15 тыс. лет и могли сформироваться в покровных слоях на отложениях последнего прорыва.

Заключение

На наш взгляд описанные отложения параллельно-слоистых песков и полосчато- пятнистых миктитов являются фациями гляциального суперпаводка. Ближе к склону структурно-эрэзионного останца доминируют грязевые миктиты, а в ложбинах – водно-флювиальные пески. Кроме того, текстуры жидкочно-пластичного течения в «пестром» слое ориентированы не по склону эрозионно-структурного останца, а перпендикулярно этому направлению со стороны Енисея к реке Абакан параллельно осям палеоложбин гигантской селевой палеодельты. В угольных карьерах флювиальные пески подстилаются валунно-галечниками, в которых встречаются крупные хорошо окатанные валуны и даже окатанные глыбы размером около 1,2–1,3 м в поперечнике. Верхняя часть разреза представлена субаэральным, преимущественно эловым покровом разной мощности. В песчаных гравиях и дюнах местами отмечены эфемерные палеопочвы предположительно голоценового возраста, отражающие кратковременные эпохи увлажнения климата.

Таким образом, толща, распространенная в пределах Койбальской степи общей площадью более 6 000 км², имеет двухъярусное строение. Нижний ярус представлен отложениями водных и грязекаменных селей до 40 м толщиной, которые формировались при выходе гляциальных суперпаводков по долине Енисея из Западно-Саянского хребта, а верхний ярус – субаэральными образованиями, которые накопились в результате переотложения песков нижнего яруса преимущественно эловыми процессами. Последний суперпаводковый эпизод, вероятнее всего, состоялся на завершающем этапе стадии МИС-2. Крупные местонахождения фауны в Койбальской степи не известны. Археологические памятники Койбальской степи показывают, что все известные здесь верхнепалеолитические объекты могли сформироваться в покровных слоях на отложениях последнего прорыва позже 20 тыс. л. н. Отложения водокаменных и грязекаменных селей Койбальской степи являются стратиграфическим и генетическим аналогом верхнеенисейской толщи, выполняющей расширения долины Верхнего Енисея [Зольников и др., 2021].

Список источников

- Абрамова З.А., Астахов С.Н., Васильев С.А., Ермолова Н.М., Лисицын Н.Ф. Палеолит Енисея. Л. : Наука, 1991. 158 с.
- Акимова Е.В., Харевич В.М., Стасюк И.В. Изучение позднепалеолитической стоянки Притубинск I в Южно-Минусинской котловине: к вопросу о вариабельности кокоревской культуры Среднего Енисея // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Геоархеология. Этнология. Антропология. 2020. Т. 31. С. 3–16. doi: 10.26516/2227-2380.2020.31.3
- 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.
- Астахов С.Н. Палеолит Тувы. Новосибирск : Наука, 1986. 174 с.
- Астахов С.Н., Васильев С.А., Зубков В.С. Местонахождения каменного века на Верхнем Енисее в районе г. Саяногорска // Археологические вести. 2019. № 25. С. 44–57.
- Васильев С.А. Поздний палеолит Верхнего Енисея: палеогеографическая обстановка и древний человек // Пути эволюционной географии : Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко. М. : Институт географии РАН, 2021. С. 594–597.
- Васильев С.А., Зубков В.С. Палеолитические местонахождения Хакасии: материалы к археологической карте // Древние культуры Монголии, Южной Сибири и Северного Китая : Материалы XI Международной научной конференции / отв. ред. А.В. Поляков, М.Т. Кашуба, А.Д. Цыбиктаров. Абакан, 2021. С. 27–32.
- Дроздов Н.И., Макулов В.И., Дроздов Д.Н., Слюй Цзинь, Цюань Цянъкунь. Археологические исследования на юге Республики Хакасии // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2017а. Т. 23. С. 111–113.
- Дроздов Н.И., Макулов В.И., Леонтьев В.П. Дроздов Д.Н., Цюань Цянъкунь, Цоу Хоуси, Ван Вэй, Дай Юйбяо, Гао Лэй, Слюй Цзинь, Чжан Чжэньшань. Исследования палеолитических местонахождений Маткечик на юге Хакасии // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2017б. Т. 23. С. 114–116.
- 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.
- Зольников И.Д., Харевич В.М., Левицкая П.С., Анойкин А.А. Особенности геолого-геоморфологического строения четвертичных отложений в береговых обрывах левобережья Красноярского водохранилища в окрестностях стоянок Сабаниха-3 и Сидориха // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск : Изд-во ИА ЭТ СО РАН, 2022. Т. XXVIII. С. 110–115.
- Киргинеков Э.Н., Выборнов А.В., Грачев И.А., Зольников И.Д. Археологическая разведка в окрестностях бывшего улуса Котожеков // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2018. Т. 24. С. 478–480. doi: 10.17746/2658-6193.2018.24.478-480
- Лисицын Н.Ф. Поздний палеолит Чулымо–Енисейского междуречья. СПб. : Петербургское востоковедение, 2000. 232 с.
- Лисицын Н.Ф., Худяков Ю.С. Дюнныес стоянки Хакасии (Койбальская степь). СПб. : ИИМК РАН, 1997. 76 с.
- Рыгдылон Э.Р. Новые следы каменного века в бассейне Среднего Енисея // МИА. 1953. Вып. 39. С. 277–285.
- Харевич В.М., Стасюк И.В., Акимова Е.В., Кукса Е.Н., Горельченкова О.А. Археологические исследования в долине реки Тубы // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2018. Т. 24. С. 165–168. doi: 10.17746/2658-6193.2018.24.165-168
- Херасков Н.Н., Анисимова Н.Д. Геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXVI. Объяснительная записка. М. : Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1963. 96 с.
- Шаталина Т.А., Сосновская О.В., Александровский Ю.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXVI (Саяногорск). Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, АО «Красноярскгеолсъемка». СПб. : ВСЕГЕИ, 2019. 224 с.
- Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R., Komatsu G. Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence // Quaternary International. 2023. V. 643. P. 1–21.
- Gillespie A., Burke R., Komatsu G., Bayasgalan A. Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia // Quatern. Res. 2008. V. 69. P. 169–187.
- Komatsu G., Arzhannikov S., Gillespie A., Burke R., Miyamoto H., Beker V. Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River // Geomorphology. 2009. V. 104. P. 143–164.
- Krivonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistruykov A.A. Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene // Quaternary International. 2005. V. 136. P. 83–94.

References

- Abramova Z.A., Astakhov S.N., Vasiliev S.A., Ermolova N.M., Lisitsyn N.F. *Paleolit Eniseya* [Paleolithic of the Yenisei]. Leningrad: Nauka, 1991. 158 p. In Russian
- Akimova E.V., Kharevich V.M., Stasyuk I.V. *Izuchenie pozdneplaeoliticheskoy stoyanki Pritubinsk I v Yuzhno-Minusinskoy kotelovine: k voprosu o variabel'nosti kokorevskoy kul'tury Srednego Eniseya* [Research of the Late Paleolithic Site Pritubinsk I in the South-Minusinsk Hollow: On the Variability of Kokorevo Culture of the Middle Yenisei] // *Izvestiya Irkutskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geoarkheologiya. Etnologiya. Antropologiya*. 2020. V. 31. pp. 3–16. DOI: 10.26516/2227-2380.2020.31.3. In Russian
- Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Akulova V.V., Danilova Yu.V., Danilov B.S. The origin of sand deposits in the South Minusa basin // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2014. V. 55. Is. 10. pp. 1495–1508. In Russian
- Astakhov S.N. *Paleolit Tuwy* [Paleolithic of the Tuva]. Novosibirsk: Nauka, 1986. 174 p. In Russian

- Astakhov S.N., Vasiliev S.A., Zubkov V.S. *Mestonakhozhdeniya kamennogo veka na Verkhnem Enisee v rayone g. Sayanogorsk* [Stone age sites at the upper Yenisei near the city of Sayanogorsk] // *Arkheologicheskie vesti*. 2019. No. 25. pp. 44–57. In Russian
- Vasiliev S.A. *Pozdnii paleolit Verkhnego Eniseya: paleogeograficheskaya obstanovka i drevniy chelovek* [The Late Paleolithic of the Upper Yenisei: paleogeography and ancient man] // *Puti evolyutsionnoy geografi. Materialy II Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii, posvyashchennoy pamyati professora A.A. Velichko*. Moscow: Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. 2021. pp. 594–597. In Russian
- Vasiliev S.A., Zubkov V.S. *Paleoliticheskie mestonakhozhdeniya Khakasii: materialy k arkheologicheskoy karte* [Paleolithic sites of Khakassia: materials for the archaeological map] // *Drevnie kul'tury Mongoli, Yuzhnay Sibiri i Severnogo Kitaya. Materialy XI Mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii. Otv. redaktory A.V. Polyakov, M.T. Kashuba, A.D. Tsybiktarov*. Abakan, 2021. pp. 27–32. In Russian
- Drozdov N.I., Makulov V.I., Drozdov D.N., Xu Jin, Quan Qiankun. *Arkeologicheskie issledovaniya na yuge Respubliki Khakasii* [Archaeological Research in the South of Khakassia] // Problems of Archaeology, Ethnography, Anthropology of Siberia and Neighboring Territories. 2017a. V. 23. pp. 111–113. In Russian
- Drozdov N.I., Makulov V.I., Leontiev V.P. Drozdov D.N., Quan Qiankun, Tsou Houxi, Wang Wei, Dai Yubiao, Gao Lei, Xu Jin, Zhang Zhenshan. *Issledovaniya paleoliticheskikh mestonakhozhdeniy Matkechik na yuge Khakasii* [Research at the Matkechik Paleolithic Site in the South of Khakassia] // Problems of Archaeology, Ethnography, Anthropology of Siberia and Neighboring Territories. 2017b. V. 23. pp. 114–116. In Russian
- Zolnikov 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. Is. 10. pp. 1377–1390. In Russian
- Zolnikov I.D., Kharevich V.M., Levitskaya P.S., Anoikin A.A. *Osobennosti geologo-geomorfologicheskogo stroeniya chetvertichnykh otlozheniy v beregovykh obryovakh levoberezh'ya Krasnoyarskogo vodokhranilishcha v okrestnostyakh stoyanok Sabanika-3 i Sidorikha* [Specific features of geological and geomorphological structure of quaternary deposits in the coastal bluffs of the left bank of the Krasnoyarsk reservoir near the Sabanika-3 and Sidorikha sites] // Problems of Archaeology, Ethnography, Anthropology of Siberia and Neighboring Territories. 2022. T. XXVIII. pp. 110–115. In Russian
- Kirginekov E.N., Vybornov A.V., Grachev I.A., Zolnikov I.D. *Arkeologicheskaya razvedka v okrestnostyakh byvshego ulusa Kotozhekov* [Archaeological Exploration in the Vicinity of the Former Kotozhekov Ulus] // Problems of Archaeology, Ethnography, Anthropology of Siberia and Neighboring Territories. 2018. T. 24. pp. 478–480. DOI: 10.17746/2658-6193.2018.24.478-480. In Russian
- Lisitsyn N.F. *Pozdnii paleolit Chulymo-Eniseyskogo mezhdurech'ya* [Late Paleolithic of the Chulym–Yenisei interfluvie]. St. Petersburg: Petersburg Oriental Studies, 2000. 232 p. In Russian
- Lisitsyn N.F., Khudyakov Y.S. *Dyurnyye stoyanki Khakasii (Koybal'skaya step')* [Archaeological sites on the dunes of the Khakassia (Koibal steppe)]. St.Petersburg: IIMK RAS, 1997. 76 p. In Russian
- Rygdilon E.R. *Novye sledy kamennogo veka v basseyne Srednego Eniseya* [New traces of the Stone Age in the Middle Yenisei basin] // *MIA*. 1953. Is. 39. pp. 277–285. In Russian
- Kharevich V.M., Stasyuk I.V., Akimova E.V., Kuksa E.N., Gorelchenkova O.A. *Arkeologicheskie issledovaniya v doline reki Tuby* [Archaeological Studies in the Tuba River Valley] // Problems of Archaeology, Ethnography, Anthropology of Siberia and Neighboring Territories. 2018. V. 24. pp. 165–168. DOI: 10.17746/2658-6193.2018.24.165-168. In Russian
- Kheraskov N.N., Anisimova N.D. *Geologicheskaya karta masshtaba 1 : 200 000. Seriya Zapadno-Sayanskaya. List N-46- XXVI* [Geological map scale 1 : 200 000. The Western Sayan series. Sheet N-46-XXVI]. Explanatory note. M.: State Scientific and Technical Publishing House of literature on geology and subsoil protection. 1963. 96 p. In Russian
- Shatalina T. A., Sosnovskaya O. V., Alexandrovsky Yu. S., etc. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Zapadno-Sayanskaya. List N-46-XVI (Sayanogorsk)* [State Geological Map of the Russian Federation scale 1 : 200 000. Second edition. The Western Sayan series. Sheet N-46-XXVI (Sayanogorsk)]. Explanatory note / Ministry of Natural Resources of Russia, Rosnedra, JSC «Krasnoyarsk Geological Survey». St. Petersburg: VSEGEI, 2019. 224 p. In Russian
- Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R., Komatsu G. Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence // Quaternary International. 2023. V. 543. pp. 1–21.
- Gillespie A., Burke R., Komatsu G., Bayasgalan A. Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia // *Quatern. Res.*. 2008. V. 69. pp. 169–187.
- Komatsu G., Arzhannikov S., Gillespie A., Burke R., Miyamoto H., Beker V. Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River // *Geomorphology*. 2009. V. 104. pp. 143–164.
- Krivonogov S. K., Sheinkman V. S., Mistruykov A. A. Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene// *Quaternary International*. 2005. V. 136. pp. 83–94.
- Информация об авторах:**
- Зольников И.Д.**, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, и.о. заведующего лабораторией, лаборатория геоинформационных технологий и дистанционного зондирования (284), Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: zol@igm.nsc.ru
- Выборнов А.В.**, кандидат исторических наук, старший научный сотрудник, Институт археологии и этнографии СО РАН; Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: vybornov@archaeology.nsc.ru
- Киргинеков Э.Н.**, научный сотрудник, Хакасский национальный краеведческий музей им. Л.Р. Кызласова, Абакан, Россия.
E-mail: kir@hnkm.ru
- Грачев И.А.**, младший научный сотрудник, Музей антропологии и этнографии им. Петра Великого (Кунсткамера) РАН, Санкт-Петербург, Россия.
E-mail: lugavka@mail.ru
- Филатов Е.А.**, инженер, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: egorphylatov@gmail.com

Данильсон Д.А., кандидат технических наук, научный сотрудник, лаборатория геоинформационных технологий и дистанционного зондирования (284), Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: chupina_da@igm.nsc.ru

Рогозин Д.Е., студент, геолого-геофизический факультет, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: d.rogozin@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., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Acting Head at the Laboratory, Laboratory of Geoinformation Technologies and Remote Sensing (284), Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: zol@igm.nsc.ru

Vybornov A.V., Cand. Sci. (History), Senior Researcher, Institute of Archeology and Ethnography SB RAS; Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: vybornov@archaeology.nsc.ru

Kirginekov E.N., Researcher, Khakass National Museum of Local Lore named after L.R. Kyzlasov, Abakan, Russia.

E-mail: kir@hnkm.ru

Grachev I.A., junior researcher, Peter the Great Museum of Anthropology and Ethnography (the Kunstkamera), Saint-Petersburg, Russia.

E-mail: lugavka@mail.ru

Filatov E.A., Engineer, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: egorphylatov@gmail.com

Danilson D.A., Cand. Sci. (Technic.), Researcher, Laboratory of Geoinformation Technologies and Remote Sensing (284), Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: chupina_da@igm.nsc.ru

Rogozin D.E., Student, Faculty of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: d.rogozin@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 06.03.2023; одобрена после рецензирования 03.10.2023; принята к публикации 18.03.2024

The article was submitted 06.03.2023; approved after reviewing 03.10.2023; accepted for publication 18.03.2024

Научная статья

УДК 551.31:551.736.1(470.53)

doi: 10.17223/25421379/30/3

СТРОЕНИЕ АРТИНСКОГО ОСТАТОЧНОГО БАССЕЙНА ЮГА ПЕРМСКОГО КРАЯ

Алексей Владимирович Плюснин^{1,7}, Александр Иванович Сулима²,
Ярослав Сергеевич Трубин³, Лев Дмитриевич Плещков⁴,
Владислав Дмитриевич Тимофеев⁵, Ольга Леонидовна Алексеева⁶



^{1,5} Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инженеринг» «ПермНИПИнефть», Пермь, Россия

^{2,4,6} Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

^{3,7} Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

¹ a.v.plyusnin@mail.ru

² super.sulima2013@yandex.ru

³ iyr-2009@mail.ru

⁴ levpleshkov@gmail.com

⁵ vladislav.timofeev@pnn.lukoil.com

⁶ olga.alekseeva-2012@yandex.ru

Аннотация. В ходе исследований были использованы геолого-геофизические данные глубокого бурения скважин для региональной корреляции, а также результаты изучения геологических разрезов. Выделены и описаны восемь типов разреза артинского яруса. Проведена их корреляция, построен субширотный профиль. Артинские отложения формировались на стадии остаточного бассейна. В зоне открытого бассейна внутреннего прогиба с орогена поступал терригенный материал, накапливались глубоководные флишевые осадки, соответствующие грубообломочному и карбонатно-обломочному типам разреза. В это время на противоположной стороне, на краю платформы, существовала синорогенная карбонатная платформа, имеющая рампообразный профиль. Выделены следующие ее зоны: глубоководный рамп соответствует глинисто-карбонатному типу разреза; нижняя часть мелководного рампа соответствует доломитово-известняковому и известняково-доломитовому типам разреза; внутренний рамп соответствует ангидритово-доломитовому и ангидритовому типам разреза. Таким образом, артинское время отражает важный геодинамический этап развития осадочного бассейна на переходе от остаточного бассейна (артинский ярус и начало кунгурского яруса) к бассейну форланда (кунгур – верхняя пермь), что отражается в смене флиша на молассу.

Ключевые слова: пермская система, артинский ярус, саранинский горизонт, секвенс-стратиграфия, фаинальный анализ, корреляция разрезов, секвенсы

Для цитирования: Плюснин А.В., Сулима А.И., Трубин Я.С., Тимофеев В.Д., Алексеева О.Л. Строение артинского остаточного бассейна юга Пермского края // Геосферные исследования. 2024. № 1. С. 40–59. doi: 10.17223/25421379/30/3

Original article

doi: 10.17223/25421379/30/3

STRUCTURE OF THE ARTINSK RESIDUAL BASIN IN THE SOUTH OF THE PERM REGION

Alexey V. Plyusnin^{1,7}, Alexander I. Sulima², Yaroslav S. Trubin³, Lev D. Pleshkov⁴,
Vladislav D. Timofeev⁵, Olga L. Alekseeva⁶

^{1,5} Branch of OOO LUKOIL-Engineering PermNIPIneft in Perm, Russia

^{2,4,6} Perm State National Research University, Perm, Russia

^{3,7} Tyumen State University, Tyumen, Russia

¹ a.v.plyusnin@mail.ru

² super.sulima2013@yandex.ru

³ iyr-2009@mail.ru

⁴ levpleshkov@gmail.com

⁵ vladislav.timofeev@pnn.lukoil.com

⁶ olga.alekseeva-2012@yandex.ru

Abstract. In the course of the research, geological and geophysical data from deep well drilling were used for regional correlation, as well as the results of studying geological sections. Eight types of the Artinskian section are identified and described.

Their correlation has been carried out, and a sublatitudinal profile has been constructed. The Artinian deposits were formed at the stage of the residual basin. In the zone of the open basin of the inner trough, terrigenous material was delivered from the orogen, and deep-water flysch sediments were accumulated, corresponding to the coarse clastic and carbonate-clastic types of the section. At that time, on the opposite side, on the edge of the platform, there was a synogenic carbonate platform with a ramp-like profile. The following zones have been distinguished: a deep-water ramp, which corresponds to the clayey-carbonate type of the section; shallow-water ramp, its lower part is dolomite-limestone reef type of section, and its upper part corresponds to dolomite-limestone and limestone-dolomite types of section; the inner ramp corresponds to the anhydrite-dolomite and anhydrite types of the section. The thus studied Artinskian time reflects an important geodynamic stage in the development of the sedimentary basin at the transition from the residual basin (Artinsk Stage and the beginning of the Kungurian Stage) to the foreland basin (Kungur-Upper Permian), which is reflected in the change of flysch to molasse.

Keywords: Permian system, Artinian stage, Saraninsky horizon, sequence stratigraphy, facies analysis, section correlation, sequences

For citation: Plyusnin A.V., Sulima A.I., Trubin Ya.S., Pleshkov L.D., Timofeev V.D., Alekseeva O.L. (2024) Structure of the Artinsk residual basin in the south of the Perm Territory. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 40–59. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/30/3

Введение

Артинский ярус Приуралья за более чем 145 лет с момента его выделения А.П. Краснопольским в 1874 г. неоднократно менял свой объем как в большую, так и меньшую сторону. В классическом понимании ярус подразделяется на бурцевский, иргинский, саргинский и саранинский горизонты [Решение..., 1990]. Стратотипы разрезов располагаются по берегам рек Юрюзань, Иргина, Сарга и Сылва. Именно в Пермском Приуралье в 1929 г. под руководством П.И. Преображенского была добыта первая нефть из артинских (сыльвенская свита саранинского горизонта) рифов и открыта Волго-Уральская нефтегазоносная провинция (ВУНГП). Термин «Сыльвенские рифы», которые обнажаются по берегам р. Сылва в Кунгурском Приуралье, прочно вошел в обиход геологов.

В процессе реструктуризации и модернизации Восточно-Европейской шкалы пермской системы произошла переоценка ярусной принадлежности горизонтов. Так, саранинский горизонт включен в состав кунгурского яруса по результатам биостратиграфических исследований [Постановления МСК..., 1998]. Подошва кунгурского яруса приурочена к основанию конодонтовой зоны *Neostreptognatodus pnevi*, так как нижняя граница саранинского горизонта установлена по появлению конодонта *Bairidia reussiana* и совпадает с подошвой этой зоны [Чувашов, 1997]. Такая схема хорошо применима к району Уфимского плато, однако для остальной территории, в частности всего Пермского Предуралья, создает серьезные проблемы для определения стратиграфической границы между кунгурским и артинским ярусами, как по данным геолого-геофизических исследований скважин, так и по результатам сейсморазведочных работ методом общей глубинной точки – 2D и 3D.

При этом частично потерялась самостоятельность артинского яруса как единой хроностратиграфической единицы. Увеличение объема кунгурского яруса усложнило проведение границы его подошвы, так как

все горизонты артинского яруса и саранинский горизонт кунгурского яруса являются единой непрерывной последовательностью отложений и имеют схожий литологический состав. Ранее данная граница проводилась по контакту карбонатных отложений артинского и сульфатно-карбонатных кунгурского ярусов [Решение..., 1990].

Произошла ситуация, когда предпочтение отдано палеонтологическим признакам, а вес литологических свелся к минимуму. По мнению авторов, в данном конкретном случае литологические признаки имеют главенствующую роль. Это обусловлено тем, что новая стратиграфия не обеспечивает надежного разделения артинского и кунгурского яруса при геологической съемке и структурном бурении без использования биостратиграфических исследований. Авторы согласны с высказыванием С.В. Мейена, что не следует абсолютизировать, сводя геохронологию к биохронологии [Мейен, 1989].

Основной целью работы является рассмотрение строения и условий осадконакопления артинского яруса с участием именно саранинского горизонта, основываясь на изучении естественных геологических разрезов Предуральского краевого прогиба, Кунгурского Приуралья и результатов структурного и поискового бурения восточной, центральной и юго-западной части Пермского края.

История изученности

Изученность артинских отложений Приуралья сложно рассматривать вне контекста всей нижнепермской формации. В изучении этих пород выделяется несколько этапов. История геологического изучения нижнепермских пород на предварительном этапе, до открытия пермской системы как таковой, тесно связана с поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых, таких как природные рассолы кунгурского и уфимского ярусов, медные руды уфимского яруса и нижнепермские карбонатные породы

как строительный материал. Большое значение имели экспедиции на Урал выдающихся ученых В.Н. Татищева и Г.В. де Геннина, И.И. Лепёхина и П.С. Палласа, П.И. и Н.П. Рычковых и многих других, а также работы по созданию геологических карт горнозаводских округов, описаний рудников и соляных промыслов (первый этап) [Софроницкий, 1973].

Следующий (второй) этап в геологических исследованиях Пермского Приуралья ознаменовался выделением пермской системы в 1842 г. шотландским геологом Р.И. Мурчисоном и его российским коллегой Н.И. Кокшаровым. Новая геологическая система была названа по Пермской губернии, где были описаны наиболее представительные разрезы. Подобные отложения были известны в Западной Европе под названием «цехштейн». В 1860-х гг. создаются подробные геологические карты Урала и европейской части России (Г.П. Гельмерсен, Э.И. Гофман). Палеогеографическими исследованиями образования пермских пород подробно занимался А.А. Штуkenберг, а А.Н. Иванов детально описал пермские породы по рекам Кама, Вишера и Язьва. Также пермскими отложениями занимались П.И. Кротов, А.А. Штуkenберг, Ф.Н. Чернышов, А.А. Краснопольский, А.А. Чернов. На этом этапе нижнепермские отложения выделялись в особый переходный отдел – пермокарбон. Артинский ярус был впервые выделен А.П. Карпинским в 1874–1878 гг. и назван по артинскому заводу, в окрестностях которого встречены наиболее характерные разрезы этого яруса, представленные песчаниками с фауной аммоидей и трилобитов. Ярус был помещён им между каменноугольной и пермской системами, поскольку Карпинский указал на наличие в нем органических остатков, тесно связанных как с карбоном, так и с пермской системой. А в 1890 г. А.А. Штуkenбергом был выделен кунгурский ярус по итогам изучения карбонатных пород Кунгурского уезда, богатых фауной брахиопод. В начале XX в. уже было принято пермокарбон (аргинский ярус) относить к пермской системе. На этом этапе было также выяснено, что на Урале нижнепермские отложения собраны в складки, а западнее они залегают полого с общим погружением от Урала. Тогда же В.И. Меллер на этом погружении в 1869 г. установил огромную по протяженности (от хребта Кара-Тау до г. Кунгура) антиклиналь Уфимского плато с выходом в своде артинских и частично сакмарских отложений (тогда считалось – пород карбона).

Систематическое геологическое исследование промышленных районов Урала, начавшееся с 1920-х гг., знаменует наступление третьего этапа изученности (1922–1937 гг.). На этом этапе в нижнепермских отложениях было открыто огромное по запасам Верхнекамское месторождение калийно-магниевых солей

и первое в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции Верхне-Чусовское месторождение нефти в породах артинского яруса. Производилось расширение поисков углей на Западном Урале, начиналась работа по проектированию гидротехнических сооружений Камского каскада ГЭС. Началом этого этапа можно считать 1922 г., когда состоялось Первое Всероссийское совещание геологов, на котором М.Э. Ноинским было обосновано руководящее значение фораминифер рода Швагерин (*Schwagerina*) для стратиграфии нижней перми. В эти годы было выделено большинство детальных стратиграфических подразделений: свит, горизонтов и ярусов, но не все из них в дальнейшем были приняты.

Стратиграфии отложений посвящены работы Г.Н. Фредерикса, М.Д. Залесского, Н.П. Герасимова, В.Е. Руженцева. Именно на этом этапе палеонтологическими исследованиями (Г.А. Дуткевич, С.А. Осипов, Д.М. Раузер-Черноусова и др.) была обоснована граница пермских и каменноугольных отложений. В.Е. Руженцев в 1936 г. выделил сакмарский ярус, названный по р. Сакмаре, притоку р. Урал, где располагается его стратотип. На основании этого выделения позднее был сокращён объём нижней части артинского яруса. Наиболее интересными достижениями этого времени были исследования фациальных замещений артинских терригенных пород карбонатными и определение своеобразных линз массивных органогенных брахиоподово-мшанковых известняков, как имеющих рифовую природу (аргинские биогермы). В первой половине 1930-х гг. из артинских известняков начали добывать концентрированные сероводородные воды из скважин. На базе этих вод были открыты знаменитые ныне курорты «Ключи» и «Усть-Качка».

С расширения и детализации геологоразведочных работ по поискам нефтяных месторождения и доразведки месторождения калийно-магниевых солей, с 1938 г. начался четвертый этап изучения нижнепермских отложений. На этом этапе стали активно применять геофизические исследования, как в скважинах, так и в проведении площадных работ. В 1949 г. В.Д. Наливкин выделяет в артинском ярусе бурцевский, иргинский, саргинский и саранинский горизонты. Саранинский горизонт был введен им в качестве верхнего члена артинского яруса, который включал в себя камайскую свиту, верхи дивыинской свиты, сывлвенские рифы, шуртанские мергели и филипповскую свиту. Тем не менее в дальнейшем филипповский горизонт остался в составе нижней части кунгурского яруса. Большим достижением В.Д. Наливкина было выделение им рифовых массивов, различных по рифообразователям и возрасту: дуванских (сакмарских), саргинских и сывлвенских (позднеаргинско-саранинских), располагающихся в виде полос, сменяющих друг друга на запад [Наливкин, 1949]. В конце

этого периода были принятые унифицированные стратиграфические схемы по Русской платформе и Уралу. Первые литолого-палеогеографические карты отложений составлены М.М. Толстикой, В.Д. Наливкиным, Е.Н. Ларионовой. Значительный вклад в выделение детальных стратиграфических подразделений, таких как горизонты, свиты и пачки, внесли работы Н.П. Герасимова, Д.М. Раузер-Черноусовой, В.П. Золотовой, В.В. Девингталь и др. С 1962 г., следуя рекомендациям Межведомственного стратиграфического комитета, нижнепермские отложения Камского Приуралья приобрели современную стратификацию, подразделяясь (снизу вверх) на ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский ярусы.

Пятый этап исследований нижнепермских отложений начался в 1964 г. В этот период собрана большая информация о Предуральском прогибе и передовых складках Урала, был решён вопрос о терригенных формациях нижней перми как о соотношении терригенного флиша и верхней морской молассы. Большой вклад в упорядочивание стратиграфии внесли П.А. Софроницкий, В.П. Горский, Е.И. Тихвинская. Фаунистические исследования проводили Д.М. Раузер-Черноусова, В.П. Золотова, Е.А. Гусева, В.П. Ожгибесов и др. [Раузер-Черноусова, Чувашов, 1980]. Многие исследования были посвящены вопросам литолого-фацального строения отложений, которые освещены в статьях А.А. Оборина, В.З. Хурсика и А.П. Ширинкина [Оборин, Хурсик, 1973; Ширинкина, Хурсик, 1974; Хурсик, 1976]. Так, по артинскому ярусу ими для Пермского Предуралья было выделено семь типов разреза с запада на восток: 1) ангидритовый; 2) ангидритово-доломитовый; 3) известняково-доломитовый; 4) доломитово-известняковый слоистый; 5) доломитово-известняковый рифогенний; 6) глинисто-карбонатный; 7) карбонатно-терригенный и терригенный.

Следующий (шестой) этап начался с 1991 г. Так, летом этого же года был проведён международный конгресс «Пермская система земного шара», к которому были обобщены сведения по геологии и изданы путеводители и сборники докладов [Софроницкий, Ожгибесов, 1991; Ожгибесов и др., 1991]. Вопросы строения отложений рассмотрены в работах В.В. Чувашова, Г.А. Мизенса, В.П. Ожгибесова [Мизенс, 1997; Чувашов, 1998; Ожгибесов, 2000; Ехлаков, Кучина, 2014]. Вышла в свет монография, посвящённая Кунгурскому Предуралью [Пономарева и др., 2017]. Биостратиграфия артинских отложений рассмотрена в работах Г.В. Котляра, Б.И. Голубева, В.В. Чувашова и др. [Чувашов, Дюпина, 1973; Чувашов, 1997, 2001; Богословская, Грунт, 2004; Голубев, 2004; Котляр и др., 2013; Мычко, Алексеев, 2017]. Следует также отметить палеоботанические и фитостратиграфические

работы С.В. Наугольных [Наугольных, 2007; Naugolnykh, 2018; Наугольных, Линкевич, 2020] и др.

Краткие сведения о геологическом строении

Исследуемая площадь в административном отношении расположена на территории Лысьвенского, Березовского, Кунгурского районов юго-восточной части и Осинского, Частинского юго-западной части Пермского края. Район работ относится к бассейну Камы, Чусовой, Лысьвы и Сылвы (рис. 1).

В тектоническом плане она расположена на границе Уральской складчатой области Предуральского краевого прогиба и востока Восточно-Европейской платформы (ВЕП). На дневную поверхность в районе исследования выходят отложения артинского, кунгурского и уфимского ярусов. Согласно принятой стратиграфической схеме [Решение..., 1990], с постановлением Межведомственного стратиграфического комитета № 30 [Постановления МСК..., 1998] бурцевский, иргинский и саргинский горизонты относятся к артинскому, а саранинский, филипповский и иренский горизонты – к кунгурскому ярусу нижнего приуральского отдела пермской системы (рис. 2).

Бурцевский горизонт назван по деревне Бурцевка, расположенной в районе р. Юрюзань, притока р. Уфы, в Республике Башкортостан [Верещагин, 1977]. Залегает согласно на стерлитамакском горизонте сакмарского яруса. Сложен известняками с прослоями мергелей. Мощность до 200 м.

Иргинский горизонт назван по р. Иргина, приток р. Сылва на юго-востоке Пермского края. Залегает согласно на нижележащем горизонте. Известняки губково-мшанково-фузулиновые, реже криноидные, обычно слоистые и сильно окремнённые, местами массивные рифогенные брахиоподово-мшанковые («волимские» рифы). Между рифами развита дивьинская свита. Мощность до 210 м.

Саргинский горизонт был выделен Фредериксом в 1925 г., назван по р. Сарга, приток р. Уфы, Республика Башкортостан. Залегает согласно на иргинском горизонте. Саргинский горизонт представлен двумя фаунами: мелководно-морской (камайская свита), рифовой (саргинские рифы) и межрифовой (дивьинская свита). Мелководно-морской тип разреза представлен карбонатными окремнелыми и глинистыми разностями.

Сложены рифы известняками органогенными, часто брекчиевидными, и доломитами. Мощность рифов от 30 до 400 м. Между рифами и над рифами развиты породы дивьинской свиты – глинистые известняки, мергели, аргиллиты. Мощность свиты от 12 до 130 м.

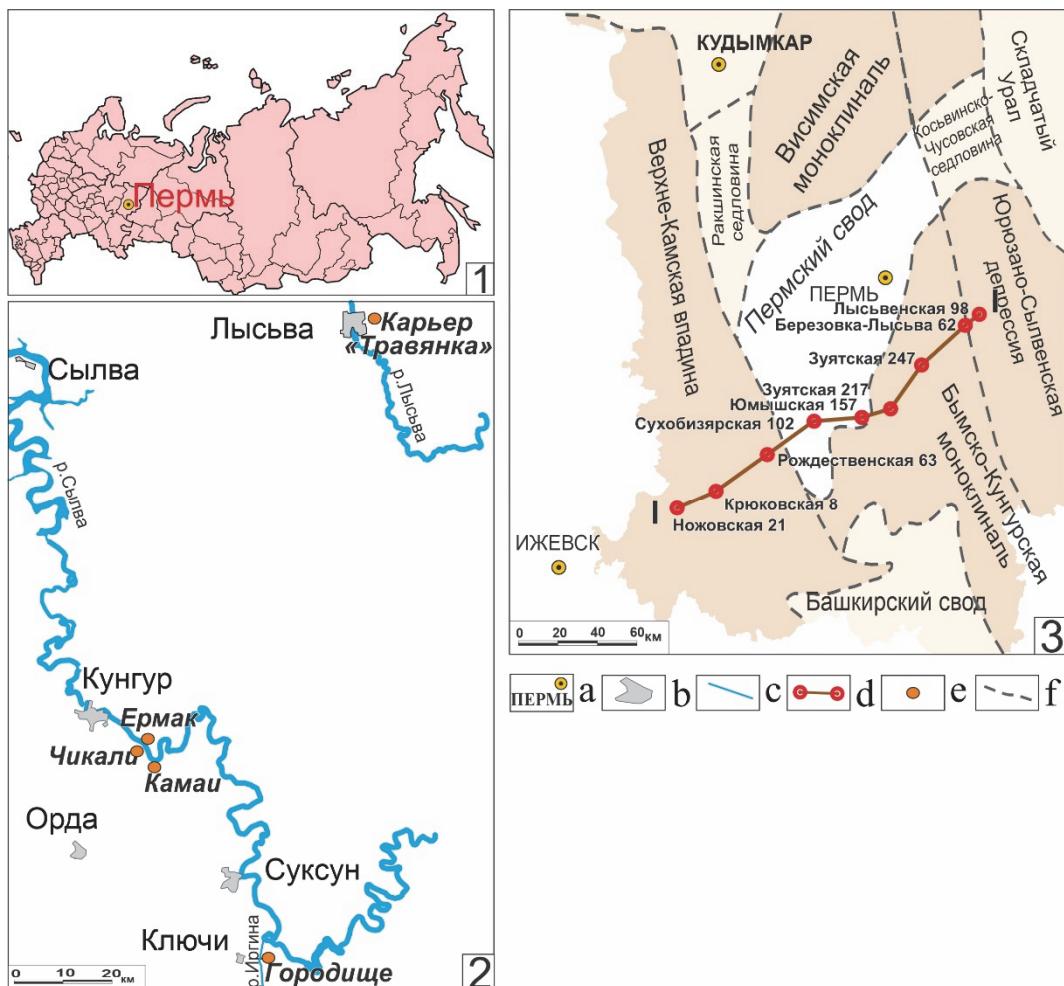


Рис. 1. Местоположение изучаемых разрезов

1 – расположение района исследования; 2 – расположение геологических разрезов; 3 – фрагмент тектонической схемы Пермского края с линией регионального профиля [Ожгебесов, 2000; Пономарева и др., 2017]. Условные обозначения: а, б – города; в – реки; г – точки скважин и линия профиля; д – геологические разрезы; е – границы тектонических структур

Fig. 1. Location of the studied sections

1 – location of the study area; 2 – location of geological sections; 3 – a fragment of a tectonic map of the Perm Region with a line of the regional profile [Ozhgibesov, 2000; Ponomareva et al., 2017]. Legend: a, b – cities; c – rivers; d – borehole points and profile line; e – geological sections; f – boundaries of tectonic structures

Саранинский горизонт назван по р. Саране, притоку р. Уфы, Свердловская область. Залегает согласно на саргинском горизонте и согласно перекрывается филипповским горизонтом кунгурского яруса. Имеет в своем объеме два литологических комплекса: рифовый (сылвенская свита) и межрифовый (глинисто-детритовые известняки и мергели шуртансской свиты). Иногда в основании его выполняют верхнедивьинской свиты. Мощность до 150 м.

Авторы настоящего исследования принимают стратиграфическую схему [Решение..., 1990] в качестве основной для работы. На большей части Пермского края, где биостратиграфическое выделение саранинского горизонта по скважинам невозможно,

кровля артинского яруса отбивается по подошве филипповского горизонта, с условным включением саранинского горизонта в состав артинского яруса по стратификации В.Д. Наливкина.

Нижнепермские осадочные толщи, слагающие Предуральский прогиб и его обрамление, характеризуются значительной изменчивостью литологического состава, что связано с особенностями палеогеографии в раннепермское время. По результатам анализа всего разнообразия литературных и скважинных данных авторами выделено восемь типов разрезов артинского яруса с востока на запад в виде зональных полос субмеридионального простирания (рис. 2, 3).

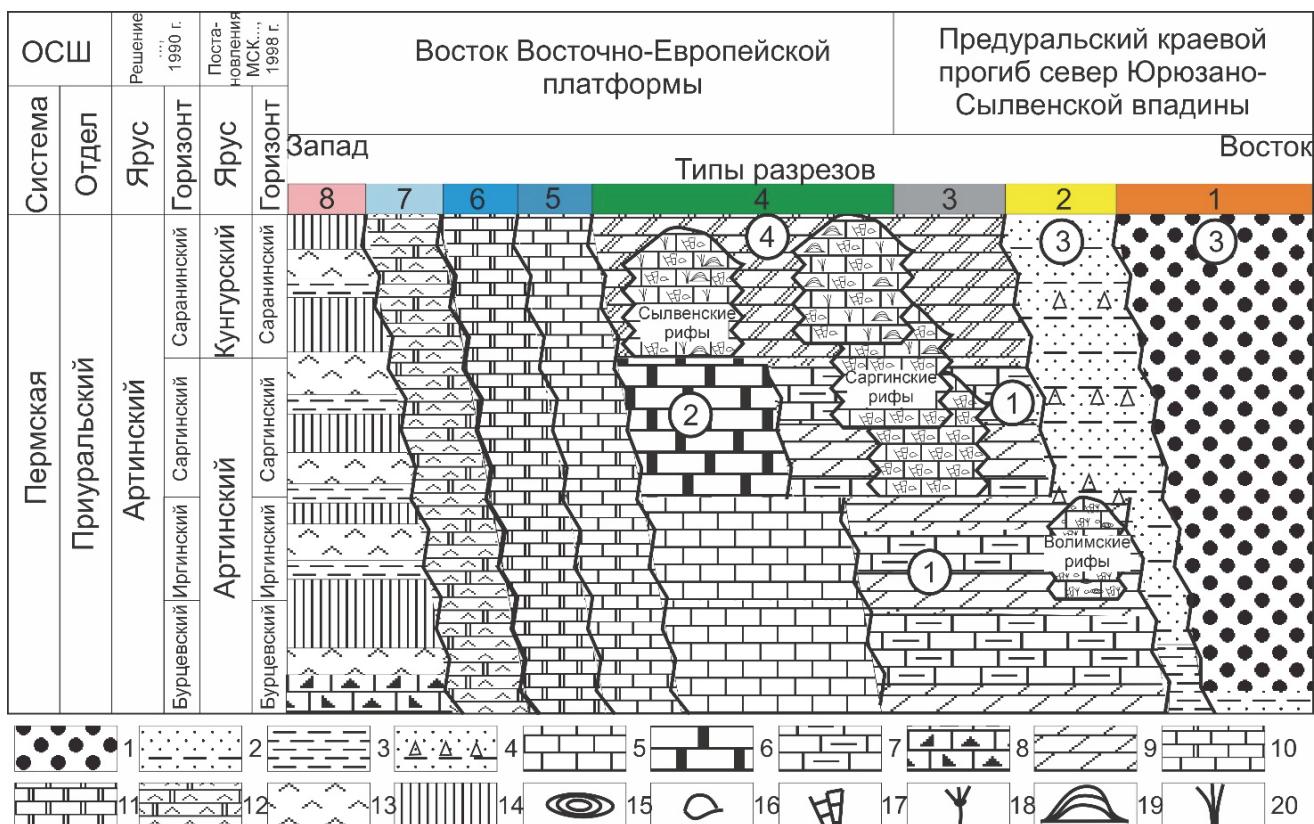


Рис. 2. Литолого-стратиграфический профиль района исследования

Типы разрезов: 1 – грубообломочный; 2 – карбонатно-обломочный; 3 – глинисто-карбонатный; 4 – доломитово-известняковый рифогенетический; 5 – доломитово-известняковый слоистый; 6 – известняково-доломитовый; 7 – ангидритово-доломитовый; 8 – ангидритовый. Подписи свит в кружках: 1 – дивинская; 2 – камайская; 3 – урминская; 4 – шуртанская. Осадочные породы: 1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники с прослоями алевролитов; 3 – аргиллиты; 4 – песчаники с прослоями алевролитов и карбонатной брекчии; 5 – известняки; 6 – известняки окремненные; 7 – известняки глинистые; 8 – брекции карбонатных пород; 9 – мергель; 10 – доломит известковистый; 11 – доломит; 12 – доломиты сульфатизированные; 13 – ангидриты. Стратиграфический перерыв (14). Рифостроители: 15 – фораминиферы; 16 – брахиоподы; 17 – мшанки; 18 – криноиды; 19 – строматолиты; 20 – известковистые водоросли

Fig. 2. Lithological and stratigraphic profile of the study area

Types of sections: 1 – coarse clastic; 2 – carbonate-detrital; 3 – clayey-carbonate; 4 – dolomite-limestone reef; 5 – dolomite-limestone layered; 6 – limestone-dolomite; 7 – anhydrite-dolomite 8 – anhydrite. Signatures of the suites in circles: 1 – Divyinskaya; 2 – Kamayan; 3 – Urma; 4 – Shurtan. Sedimentary rocks: 1 – conglomerates and gravelstones; 2 – sandstones with siltstone interlayers; 3 – mudstones; 4 – sandstones with siltstones and carbonate breccias; 5 – limestones; 6 – silicified limestone; 7 – clayey limestones; 8 – breccias of carbonate rocks; 9 – marl; 10 – calcareous dolomite; 11 – dolomite; 12 – sulphated dolomites; 13 – anhydrites. Stratigraphic break (14). Reef builders: 15 – foraminifers; 16 – brachiopods; 17 – bryozoans; 18 – crinoids; 19 – stromatolites; 20 – calcareous algae

1. Грубообломочный тип разреза (урминская свита). Распространён в виде анклавов в северо-западной части Западно-Уральской складчато-надвиговой зоны и на обширной юго-восточной части Юрюзано-Сылвенской впадины. Урминская свита выделена М.В. Кругловым в 1933 г. в Западном Приуралье и названа по селу Урмы, р. Сылва. Представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мергелями. Мощность от 200 до 500 м.

Обломочными отложениями представлен не только артинский ярус, но и весь приуральский отдел пермской системы и часть верхнего отдела каменноугольной системы. Литологически представлен конгломератами и брекчиями, состоящими из обломков

карбонатных, терригенных, магматических и метаморфических пород. Из-за отсутствия каких-либо данных о положении нижней и верхней границ артинского яруса невозможно подразделить его на горизонты и определить его истинную мощность в обломочном типе разреза, предположительно она составляет не менее 1 960 м по данным глубокого бурения.

2. Карбонатно-обломочный тип разреза. По составу слагающих пород подразделяется на две толщи: толщу обломочных пород – «урминскую свиту» и толщу окремнёных криноидно-мшанковых известняков. Толща обломочных пород – урминская свита по составу слагающих пород подразделяется на две части: нижнюю (глинистую) и верхнюю (алевролитово-песчаниковую с

линзами конгломератов). Мощность составляет от 80 до 660 м. *Карбонатная толща* криноидно-мшанковых известняков распространена в восточной половине Предуральского прогиба. В кровле толщи часто залегают волимские органогенные постройки, переходящие по про-

стирианию в переходную пачку, представленную переслаиванием тёмно-серых сильно глинистых известняков и мергелей с известняками. Мощность от 15 до 20 м, в участках развития волимских рифов может превышать 150 м.

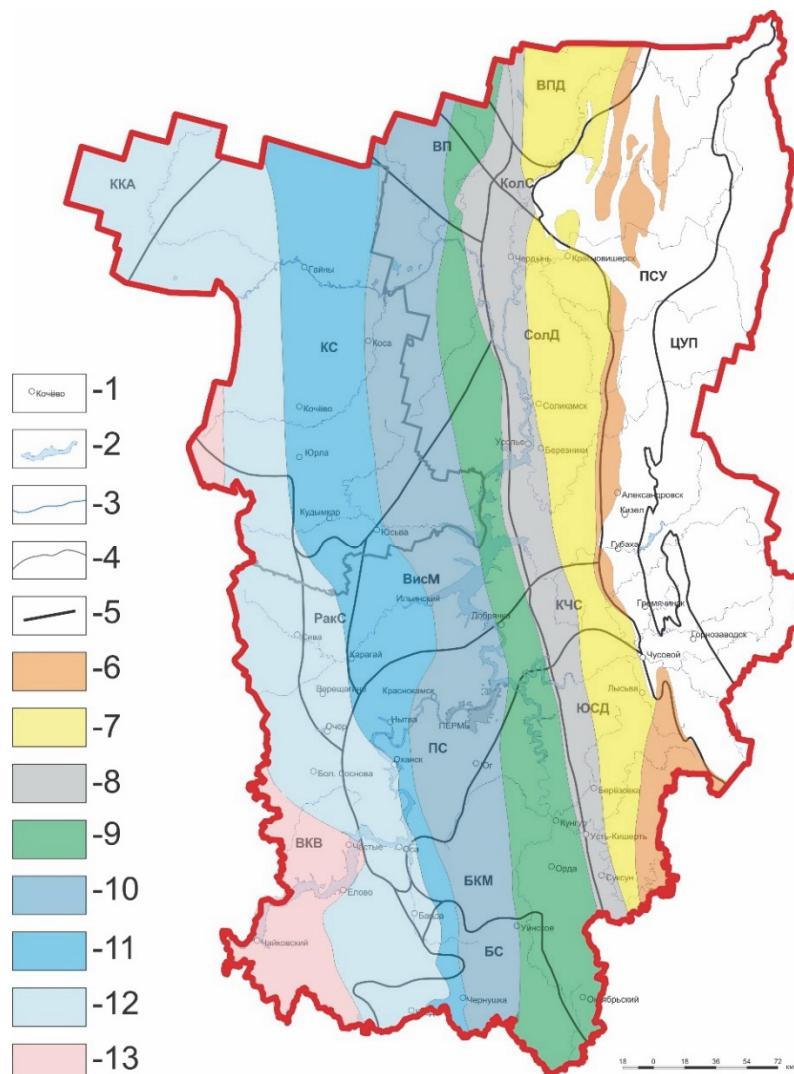


Рис. 3. Карта типов разреза артинского яруса, составленная по результатам обобщения данных разведочного и поискового бурения

Условные обозначения: красным контуром граница Пермского края; 1 – города; 2 – водоемы; 3 – реки; 4 – границы типов разреза; 5 – тектонических структур. Типы разрезов: 6 – грубообломочный; 7 – карбонатно-обломочный; 8 – глинисто-карбонатный; 9 – доломитово-известняковый рифогенный; 10 – доломитово-известняковый слоистый; 11 – известняково-доломитовый; 12 – ангидритово-доломитовый; 13 – ангидритовый. Сокращения тектонических структур: ВЗД – Вятская зона дислокаций, ВКВ – Верхнекамская впадина, ЦУП – Центрально-Уральское поднятие, БС – Башкирский свод, ВисМ – Висимская моноклиналь, С – Верхнепечорская депрессия, ЮСД – Юрзано-Сылвенская депрессия, КЧС – Косьвинско-Чусовская седловина, КолС – Колвинская седловина, СолД – Соликамская депрессия, КС – Камский свод, БаС – Бабкинская седловина, БКМ – Бымско-Кунгурская моноклиналь, ПС – Пермский свод, РакС – Ракшинская седловина

Fig. 3. Map of the types of the section of the Artinsky stage compiled based on the results of generalization of data from exploration and prospecting drilling

Legend: the border of the Perm region is outlined in red; 1 – cities; 2 – reservoirs; 3 – rivers; 4 – boundaries of section types; 5 – tectonic structures. Types of sections: 6 – coarse clastic; 7 – carbonate-clastic; 8 – clayey-carbonate; 9 – dolomite-limestone reefogenic; 10 – dolomite-limestone layered; 11 – limestone-dolomite; 12 – anhydrite-dolomite; 13- anhydrite. Abbreviations of tectonic structures: ВЗД – Vyatka dislocation zone, ВКВ – Verkhnekamsk depression, ЦУП – Central Ural uplift, БС – Bashkir arch, ВисМ – Visim monocline, ВисМ – Upper Pechora depression, ЮСД – Yuryuzano-Sylven depression, КЧС – Kosvinsko-Chusovskaya saddle, КолС – Kolva saddle, СолД – Solikamsk depression, КС – Kama arch, БаС – Babkinskaya saddle, БКМ – Bym-Kungur monocline, ПС – Perm arch, РакС – Raksha saddle

3. Глинисто-карбонатный тип разреза развит в западных участках Предуральского прогиба. Разрез сложен в северной части Пермского края (снизу вверх): толщей окремнённых криноидно-мшанковых известняков мощностью от 82 до 220 м; толщей глинистых зеленовато-серых известняков и доломитов от первых метров до 40 м; толщей карбонатно-глинистых пород (дивыинская свита) от 11 до 85 м. Разрезы глинисто-карбонатного типа подразделяются на две толщи: карбонатно-глинистую (дивыинская свита) и карбонатную. Дивыинская свита названа по горе Дивья вблизи г. Красноуфимска Свердловской области. Представлена мергелями, аргиллитами с прослоями глинистых известняков. В различных соотношениях занимает стратиграфический бурцевско-саргинский возрастной диапазон. Мощность дивыинской свиты изменяется от первых метров до 100 м и более. Так, по исследованной Зуятской скв. 217 она достигает 249 м. На западном крыле прогиба в полосе развития дивыинской свиты распространены органогенные постройки, выделяемые в группу саргинских биогермов. Свита частично охватывает и доломитово-известняковый рифогенный тип разреза.

4. Доломитово-известняковый рифогенный тип разреза распространён в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Предуральского прогиба в полосе шириной 20–50 км. Артинские рифы (сылвенские рифы) залегают на толще окремнённых известняков и доломитов камайской свиты.

Камайская свита выделена В.Д. Наливкиным в 1949 г. и названа по деревне Камаи, р. Сылва. Стратиграфически соотносится с саргинским горизонтом. Свита представлена переслаиванием окремнёлых известковистых доломитов и доломитовых известняков с глинистыми прослоями (5–10 см). Мощность от 30 до 90 м.

Сылвенская свита представлена сылвенскими органогенными постройками, сложенными светло-серыми с коричневатым оттенком известняками, органогенными или рифогенными брахиоподовыми, пелиципodo-мшанково-водорослевыми саранинского возраста. Мощность 66 м.

Межрифовая фация представлена глинисто-детритовыми известняками и мергелями (*шуртанская свита*). Мощность от 250 до 300 м. Шуртанская свита, названа по р. Шуртан, приток р. Иргина Пермского края. Относится также к саранинскому горизонту. Отложения шуртанской свиты заполняют межрифовые пространства. Сложенны известняками желтовато-серыми и светло-серыми пелитоморфными толсто- и тонкослоистыми, с прослоями известняков криноидных с раздавленными раковинами пелиципод и брахиопод. Мощность 5–25 м.

Типы разрезов 5–8 представлены нерасчленёнными интервалами разреза артинского яруса, вскрытыми только глубокими скважинами в западной части края. По некоторым признакам (наличие базальных брекчий) в артинской толще по направлению с востока на запад увеличивается число внутриформационных размывов.

5. Доломитово-известняковый слоистый тип разреза. Развит к западу от полосы распространения артинских рифов. Сложен переслаиванием различных известняков с подчиненными прослоями доломитов, встречаются окремнённые пропластки. Количество известняков в разрезе увеличивается в восточном направлении, они становятся преобладающей породой. Повсеместно наблюдаются включения гипса, ангидрита, кремня, а в восточных разрезах – окремнённые прослои. Мощность от 80 до 200 м.

6. Известняково-доломитовый тип разреза развит далее к западу и представлен доломитами с подчинёнными прослоями известняка. Повсеместно наблюдаются включения гипса, ангидрита, кремня. Мощность от 40 до 80 м.

7. Ангидритово-доломитовый тип разреза развит западнее в виде полосы субмеридионального простирания. Границы артинского яруса в данном типе разреза довольно условны. Доломитовые прослои составляют 40–50 % разреза и в северных разрезах тяготеют к кровле, а в южных разрезах – к подошве и средней части яруса. Мощность от 30 до 80 м.

8. Ангидритовый тип разреза развит вдоль юго-западной границы края и сложен ангидритами с прослоями доломитов и примазками глин. Мощность от 20 до 50 м.

Материалы и методика исследования

В основу работы положены полевые исследования авторов, проводимые с 2008 г., осуществлявшиеся маршрутами вдоль железнодорожных и автомобильных путей. Обследовались долины рек и стенки карьеров. В результате исследований был составлен реестр геологических объектов по артинскому ярусу, насчитывающий пять разрезов, суммарная мощность которых составила 400 м.

С целью прослеживания литофацциальной изменчивости и уточнения строения артинского яруса южной части Пермского края был построен региональный профиль, пересекающий субмеридиональные зональные полосы литологических типов разреза данного яруса. По линии девяти скважин он протягивается преимущественно с юго-запада на северо-восток. В тектоническом плане, начинаясь в Верхнекамской впадине, профиль пересекает южную и юго-восточную части Пермского свода, северное окончание Бабкинской седловины, северный

участок Бымско-Кунгурской моноклинали, заканчиваясь у северо-восточной границы Юрзано-Сылвенской депрессии. Протяженность профиля составляет 230,2 км (см. рис. 1). Выбранные скважины обеспечены геологогеофизическими данными, прежде всего кривыми гамма-каротажа (ГК), нейтронного гамма-каротажа (НГК), показаниями кавернometрии (DS), кажущегося сопротивления (KS), потенциала собственной поляризации (PS), а также литологическим описанием керна и шлама.

Описание геологических разрезов и керна, а также фациальный анализ выполнялись с использованием литературы [Flügel, Flügel-Kahler, 1992; Emery, 1994; Мизенс, 1997; Einsele, 2000; Posamentier, Allen, 2000].

Помимо этого, анализировалась современная литература по геологии пермских отложений [Lucas, Shen, 2018; Zheng et al., 2019; Gong et al., 2020; Henderson et al., 2020; Larssen et al., 2020; Silva et al., 2021; Yan et al., 2020].

Результаты исследования геологических разрезов

Авторы приводят краткий список наиболее представительных и единственно доступных типовых разрезов артинского яруса Пермского края.

Травянский карьер (грубообломочный тип разреза урминской свиты) находится в 2 км к востоку от города Лысьва, непосредственно вблизи автомобильной дороги Лысьва-Обманка и речки Травянки. В карьере ранее велась разработка сцементированных гравийно-гальчевых отложений, представляющих собой глубоко-водный грубообломочный флиш артинского возраста. В стенках трех уступов карьера можно наблюдать конгломератовую толщу, сложенную из галек карбонатных, магматических и метаморфических пород в песчаном разнозернистом матриксе (рис. 4, 1–3).

Разрез «Камаи» (доломитово-известняковый, окременный, тип разреза камайской свиты) находится на левом склоне долины Сылвы, примерно в 10 км выше по течению от Кунгура, вблизи одноименного остановочного пункта железной дороги (рис. 4, 4). В обнажениях непосредственно вблизи станции можно наблюдать окремённые доломиты камайской свиты с многочисленными кремнистыми губками и раковинным детритом (рис. 4, 5–7).

Далее приводится описание доломитово-известнякового рифогенного типа разреза. Наиболее геоморфологически выраженным элементом в рельфе является гора *Городище*, которая расположена на восточной окраине села Большие Ключи Суксунского муниципального округа и представляет собой изометричную возвышенность на первой надпойменной террасе реки Иргина высотой 254 м.

Гора является ископаемым сывленским рифом, сложенным органогенными известняками, который

аналогичен знаменитым Стерлитамакским шиханам (рис. 5, 1). В скале «Камайские зубцы» в районе станции Камаи можно наблюдать типичные сывленские рифы, сложенные мшанково-водорослевыми и брахиоподово-мшанково-водорослевыми известняками (рис. 5, 2). Камень «Ермак» (рис. 5, 3) и разрез «Чикали» (рис. 5, 8, 9) находятся в 8 км юго-восточнее Кунгура, соответственно, на правом и левом берегах Сылвы. Камень Ермак представляет собой три скалистых утёса высотой до 40 м, сложенных брахиоподово-мшанково-водорослевыми известняками сывленской свиты [Чайковский, 2009].

Артинские известняки представлены двумя основными фациями: собственно рифовой и фацией межрифовых осадков. В рифовых известняках, отличающихся массивностью и кавернозностью, встречаются многочисленные обызвествленные талломы зеленых водорослей. Именно они и были основными рифостроителями-породообразователями при формировании Чикалинских рифов, а также сетчатые колонии разнообразных мшанок-криптостомат, раковины брахиопод, относящихся к отрядам продуктид, строформенид, тереbrатулид и ринхонеллид, двустворчатые и брюхоногие моллюски, строматолиты (рис. 5, 4–7).

По соседству находится камень «Межевой», являющийся продолжением того же рифа, что и «Ермак», но отделенный от него трещиной, по которой развелся глубокий Межевой лог. Аналогичные породы выходят и на другом берегу, в старом заросшем карьере, на окраине остановочного пункта «Чикали» (рис. 5, 8). На втором уступе карьера выходят породы шуртанской свиты, представленные плитчатыми известняками, доломитами и мергелями межрифового типа разреза (рис. 5, 9).

Результаты региональной скважинной корреляции

Региональный профиль построен по девяти скважинам, по линии, пересекающей субмеридиональные зональные полосы литологических типов разреза артинского яруса (рис. 6).

Скважина Ножовская 21 является начальной скважиной профиля и находится на южной периферии Ножовского месторождения нефти, в 19 км восточнее западной административной границы Пермского края. Строение артинского яруса данной скважины связано с её расположением в зоне ангидритового типа разреза. Кровля яруса отбивается на абсолютной отметке –458,6 м. Разрез яруса сложен темноголубыми ангидритами с пропластками глинистого доломита. Артинские ангидриты перекрываются доломитовой пачкой филипповского горизонта кунгурского яруса, подстилаются доломитами сакмарского яруса. Мощность артинского яруса составляет 25,2 м.



Рис. 4 Фотографии геологических разрезов. Карьер «Травянка» грубообломочного типа разреза урминской свиты (1–3). Камайский лог окремнелые известняки и доломиты камайской свиты артинского яруса (4–7)
 1 – общий вид на стенку карьера «Травянка»; 2 – сортированный конгломерат; 3 – разнообломочный конгломерат; 4 – общий вид на Камайский лог; 5 – разрез Камайский лог; 6 – известняки окремнённые, среднеслоистые; 7 – спонголит. Масштабная линейка 1 м (6), 1 см (7)

Fig. 4 Photographs of geological sections. The Travyanka quarry is a coarse-clastic type section of the Urma formation (1–3). Kamaia Log silicified limestones and dolomites of the Kamaia formation of the Artinskian stage (4–7)

1 – general view of the wall of the "Travyanka" quarry; 2 – sorted-clastic conglomerate; 3 – mixed-clastic conglomerate; 4 – general view of the Kamai log; 5 – section Kamai; 6 – silicified limestones, medium layered; 7 – spongolith. Scale bar 1 m (6), 1 cm (7)

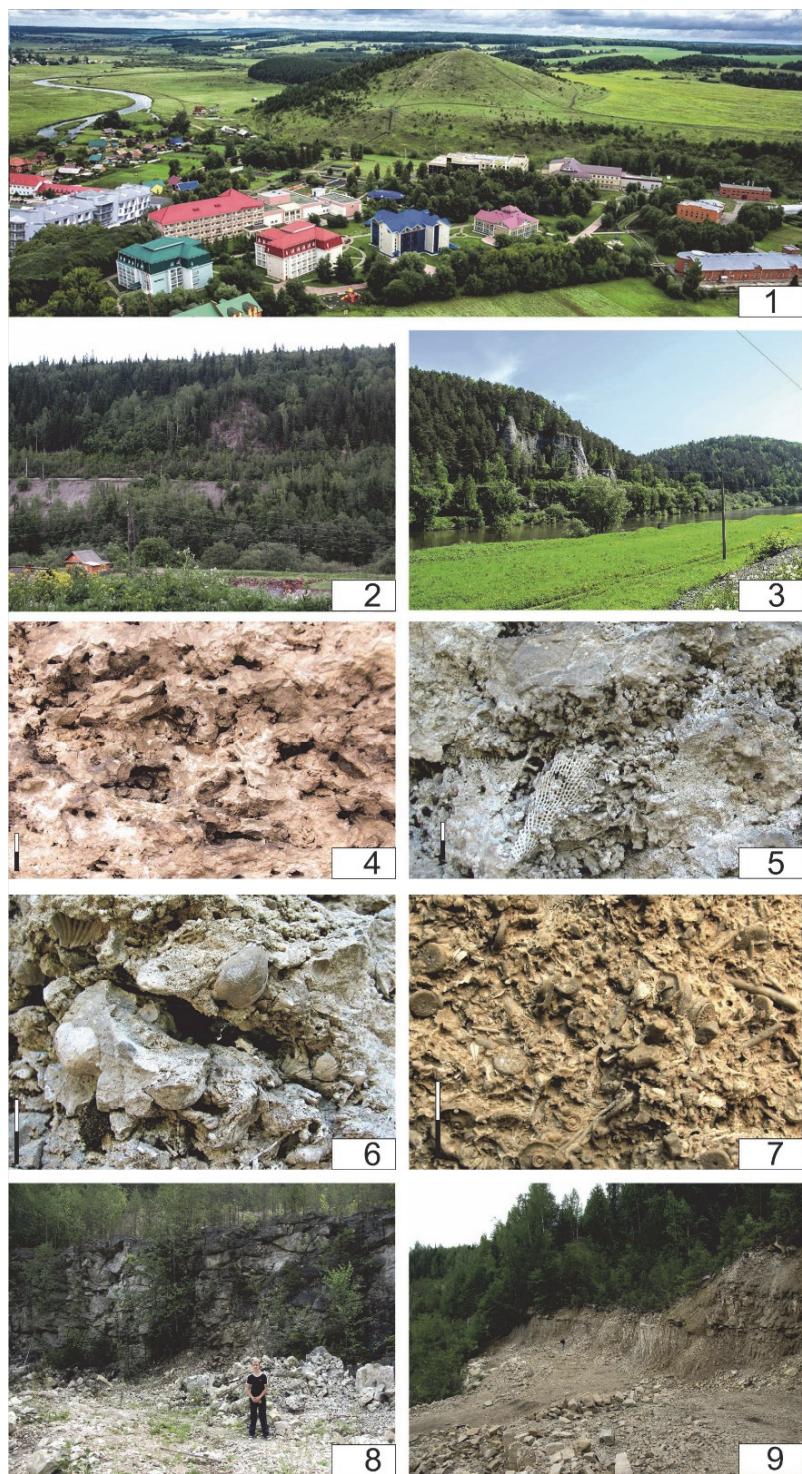


Рис. 5. Фотографии разрезов артинского яруса Кунгурского Приуралья: гора Городище (1), Камайские зубцы (2), Межевой лог и камень Ермак (3), карьер Чикали: первый (8) и второй (9) уступы
Литогенетические типы пород: 4 – известняк органогенный брахиоподово-мшанково-водорослевый баундстоун с зернистым заполнением; 5 – известняк органогенный мшанково-водорослевый баундстоун; 6 – известняк органогенный брахиоподово-водорослевый баундстоун; 7 – известняк биокластовый, зернистый, со структурой грейнстоун-рудстоун. Масштабная линейка 1 м (4–7)

Fig. 5. Photographs of the sections of the Artinsk stage of the Kungur Cis-Urals: Mount Gorodishche (1), Kamaisky teeth (2), Landmark log and Ermak stone (3), Chikali quarry: first (7) and second (8) ledge

Lithogenetic types of rocks: 4 – limestone organogenic brachiopod-bryozoan-algal boundstone with granular filling; 5 – organogenic bryozoan-algal boundstone limestone; 6 – limestone organogenic brachiopod-algal boundstone; 7 – bioclastic limestone, granular, grainstone-rudstone costructure. Scale bar 1 m (4–7)

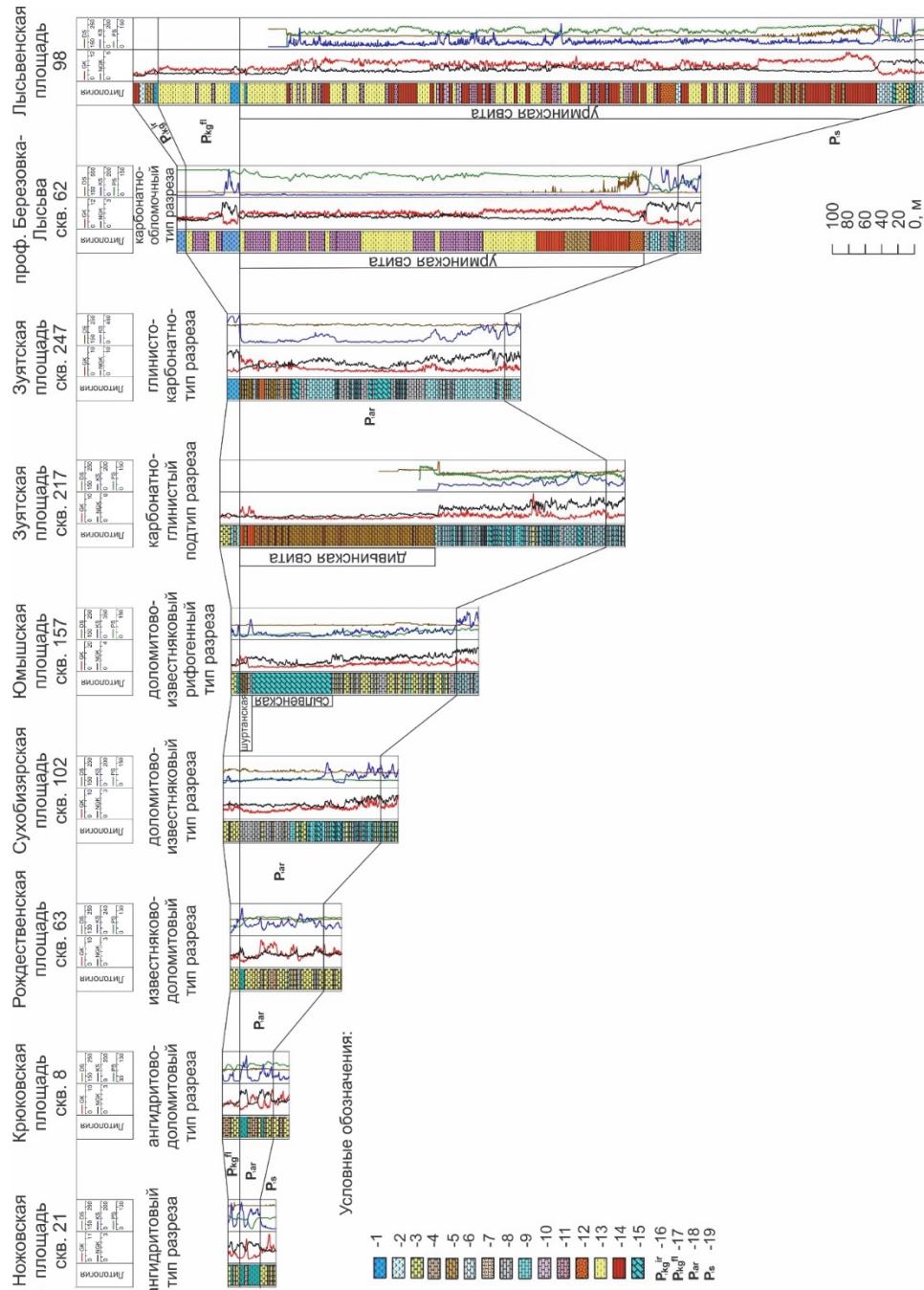


Рис. 6. Региональный корреляционный профиль основных типов разреза артинского яруса по структурным скважинам юга Пермского края

Литология: 1 – анидрит; 2 – гипс; 3 – доломит; 4 – мергель; 5 – глинистый; 6 – известняк окременный, сульфатированный; 7 – известняк глинистый; 8 – известняк плотный, крепкий; 9 – известняк органогенно-обломочный; 10 – песчаник; 11 – песчаник с пропластками глин и алевролитов; 12 – гравелит, конгломерат; 13 – алевролит с пропластками аргилита; 14 – глина и аргиллит; 15 – известняк органогенный. Стратиграфические сокращения: 16 – иренский горизонт кунгурского сокращения; 17 – филипповский ярус; 18 – артинский ярус; 19 – сакмарский ярус

Fig. 6. Regional correlation profile of the main types of the Artinsk stage for structural wells in the south of the Perm region

Lithology: 1 – anhydrite; 2 – gypsum; 3 – dolomite; 4 – clay dolomite; 5 – marl; 6 – limestone silicified, sulfated; 7 – clayey limestone; 8 – organic-clastic limestone; 9 – dense, strong; 10 – sandstone; 11 – sandstone with interlayers of clays and siltstones; 12 – gravelite, conglomerate; 13 – clay and mudstone; 15 – organogenic limestone. Stratigraphic abbreviations: 16 – Iren horizon of the Kungurian stage; 17 – Filippovsky Horizon of the Kungurian Stage; 18 – Artinian stage; 19 – Sakmarian stage

Скважина Крюковская 8. Расположена в 28,3 км восточнее скв. 21, в 7 км западнее Осинского нефтяного месторождения. Кровля артинского яруса вскрыта на абсолютной отметке –380,5 м. Скв. 8 приурочена к зоне *ангидритово-доломитового* типа его разреза. Разрез яруса представлен в нижней и средней части переслаиванием пелитоморфных кристаллических доломитов и глинистых доломитов с единичным прослоем ангидрита голубовато-серого. Кровельная часть разреза сложена голубовато-серым массивным ангидритом толщиной 9,8 м. Артинский ярус перекрывается и подстилается доломитами, соответственно, филипповского горизонта и сакмарского яруса. Мощность яруса 42,5 м.

Скважина Рождественская 63 находится в 34,4 км северо-восточнее скв. 8, в районе Горского месторождения нефти, в 9 км к северо-востоку от г. Оса. Кровля артинского яруса установлена на абсолютной отметке –367,4 м. Данная скважина вскрыла *известняково-доломитовый* тип разреза. Нижняя часть этого разреза сложена преимущественно серыми кристаллическими доломитами с подчинёнными прослоями серых пелитоморфных известняков. Средняя часть представлена переслаиванием серых кристаллических доломитов и темно-серых глинистых доломитов с включениями гипса. Верхняя кровельная часть сложена 19-метровой пачкой относительно чистых доломитов. Артинский разрез перекрыт ангидритово-доломитовыми отложениями филипповского горизонта, подстилается доломитами сакмарского яруса. Мощность артинского яруса 99,2 м.

Скважина Сухобизярская 102. Данная скважина отстоит от предыдущей на 37,1 км к северо-востоку. Она находится в 3,5 км юго-восточнее Баклановского нефтяного месторождения на восточной границе Пермского свода. Кровля артинского яруса по скв. 102 залегает на абсолютной отметке –244,6 м. Здесь вскрыт *доломитово-известняковый* тип его разреза. По сравнению с предыдущим известняково-доломитовым литотипом, он характеризуется резким преобладанием известняков различного литологического состава над доломитами. Нижняя часть разреза мощностью 50 м сложена частым переслаиванием органогенных, органогенно-обломочных и кремнистых известняков с включениями гипса, ангидрита и доломитов серых, кристаллических. Средняя часть разреза мощностью 66 м представлена преимущественно органогенными известняками с тонкими прослоями органогенно-обломочных и кремнистых известняков. Средняя часть разреза заканчивается 25-метровой пачкой серых кристаллических и органогенно-обломочных доломитов. Верхняя часть разреза сложена 64-метровой пачкой серых пелитоморфных

известняков с редкими прослойями серых кристаллических и глинистых доломитов. Разрез артинского яруса перекрыт доломитовой пачкой филипповского горизонта кунгурского яруса, подстилается карбонатами сакмарского яруса. Мощность артинского яруса составляет 179,9 м.

Скважина Юмышская 157 расположена в 30,2 км северо-восточнее скв. 102, в северной половине Бымско-Кунгурской моноклинали, на Южно-Кукуштанском месторождении. Кровля артинского яруса скв. 157 отмечена на абсолютной отметке –90,2 м. Разрез артинского яруса характеризуется *доломитово-известняковым* рифогенным типом разреза, поскольку в его верхней части вскрыт биогерм позднеаргинского возраста. Нижняя и средняя части разреза мощностью 157 м сложены переслаиванием известняков серых пелитоморфных, слабоглинистых и доломитов коричневато-серых, известковистых, с редкими прослоями органогенно-обломочных известняков. Выше по разрезу вскрыто тело биогерма мощностью 100 м. Интервал биогерма сложен преимущественно массивными органогенными известняками водорослево-мшанково-брахиоподового состава и частично органогенно-обломочными разностями. Возраст биогерма саргинский. Верхняя прикровельная часть яруса, венчающая поверхность биогерма, представлена 20-метровой известняково-мергельной пачкой. Артинские отложения перекрыты ангидритами и доломитами филипповского горизонта кунгурского яруса и подстилаются кремнистыми известняками сакмарского яруса. Мощность артинского яруса составляет 273,4 м.

Зяйтская скважина 217 пробурена в 18,4 км северо-восточнее скв. 157 и находится в 6 км восточнее Ожгинского нефтяного месторождения, расположенного на юго-восточном борту ККСП в зарифовой зоне. Кровля артинского яруса в скв. 217 пересечена на абсолютной отметке –0,2 м. Скважина, находящаяся в зоне *глинисто-карбонатного* типа разреза, вскрыла *карбонатно-глинистый* его литотип, характеризующийся преобладанием верхних карбонатно-глинистых отложений так называемой дивинской свиты над нижними карбонатными отложениями артинского яруса. Литологически артинский разрез скв. 217 представлен нижней 212-метровой карбонатной и верхней 249-метровой глинисто-мергельной пачками. Нижняя часть разреза стратиграфически относится с бурцевским и иргинским горизонтами артинского яруса. В основании залегает 57-метровая пачка серых кремнистых известняков с включениями гипса и ангидрита, с 8-метровым прослоем массивного органогенного известняка. Выше, до кровли нижней части, прослеживается частое переслаивание органогенных криноидно-мшанковых, органогенно-

обломочных, кристаллических нормальнослоистых пелитоморфных известняков. В кровле залегает про- слой гипса толщиной около 3 м. Верхняя часть артинского разреза, сложенная *дивьинской* свитой иргинско-саргинско-раннесаранинского возраста, представлена мергелями с прослоями аргиллитов. В основании свиты залегает высокоглинистый массивный мергель с бурой и зелёной окраской толщиной 20 м. Выше по разрезу массивный мергель сменяется переслаиванием тонкослоистых мергелей чёрного и тёмно-серого цвета, пиритизированных. В верхней части разреза появляются прослои аргилита бурого цвета толщиной 1,5–9,0 м. Артинские отложения здесь перекрыты ангидритами и доломитами филипповского горизонта кунгурского яруса, подошва их подстилается органогенными и слоистыми известняками сакмарского яруса. Мощность артинского яруса 461 м.

Скважина Зятская 247. Скважина расположена в 32,0 км северо-северо-восточнее прежней скв. 217, в зарифовой зоне юго-восточного борта ККСП, в 5 км к востоку от западной границы Юрзано-Сылвенской депрессии, в 14,5 км восточнее Юрманского нефтяного месторождения, находящегося на борту. Кровля артинского яруса вскрыта в скв. 247 на абсолютной отметке –275,5 м. Скважина так же, как и предыдущая, находится в зоне *глинисто-карbonатного* типа разреза, однако имеет глинисто-карбонатный литотип, характеризующийся значительным преобладанием карбонатной части в разрезе и сокращённым разрезом мергелей *дивьинской* свиты.

Нижняя часть разреза артинской толщи условно сопряжена с бурцевским горизонтом и сложена преимущественно серыми кремнистыми и нормальнослоистыми слабоглинистыми известняками. Она подстилается пачкой известняков и доломитов сакмарского яруса. Толщина нижней части 123 м.

Средняя часть разреза синхронизирована с иргинским и саргинским горизонтами и представлена переслаиванием органогенных криноидно-мшанковых, серых кремнистых и кристаллических нормальнослоистых пелитоморфных известняков. Толщина массивных органогенных известняков достигает здесь 20 м, что может свидетельствовать о наличии биостромных тел. Вместе с тем выше, в саргинском горизонте, отмечена пачка кремнистых известняков толщиной 35 м. Толщина разреза средней части составляет 144 м.

Верхняя часть артинской толщи представлена карбонатно-глинистыми породами *«дивьинской»* свиты. В её основании прослеживается 20-метровая пачка глинистых известняков с пропластками слабоглинистых разностей. В средней части свиты наблюдается пласт мергеля толщиной 10 м, перекрытый 7-метровым пластом аргиллита. Верхняя прикровельная

часть разреза свиты внизу сложена относительно слабоглинистыми известняками толщиной 7,5 м, а выше – 14-метровым интервалом мергелей. Кровля *дивьинской* свиты отделяется от вышележащего подошвенного ангидрита филипповского горизонта пластом аргиллита толщиной 2 м. Мощность *«дивьинской»* свиты – 66,1 м, а всего артинского яруса составляет 333,1 м.

Скважина 62 профиля Березовка-Лысьва находится в 35,3 км к северо-востоку от предыдущей скв. 247, в северной части Юрзано-Сылвенской депрессии, в 9 км западнее г. Лысьва. Кровля артинского яруса отмечена в скв. 62 на абсолютной отметке –330,7 м. Скважина вскрыла артинские *карбонатно-обломочные* отложения урминской свиты, сложенные флишем – ритмично переслаивающимися песчаниками, аргиллитами, алевролитами, глинистыми известняками и мергелями. Артинская толща подстилается кремнистыми известняками сакмарского яруса, перекрывается ангидритами филипповского горизонта кунгурского яруса. В основании разреза залегает карбонатная пачка, которая внизу представлена серыми слоистыми пелитоморфными известняками с пропластками органогенного известняка, а в верхней части – кремнистыми и пелитоморфными известняками. Мощность карбонатной пачки составляет 42,5 м. Карбонатная пачка перекрыта 18-метровой известковистой брекчией с включением галек уральских пород. Выше основание флишевой толщи слагает карбонатно-глинистая пачка, сложенная аргиллитами и мергелями, мощность которой составляет 116 м.

Средняя часть флишевой толщи сложена чередованием мощных алевролитовых (66–68 м) и песчаниковых (27–55 м) пачек. Песчаники мелко- и среднезернистые, часто глинистые, алевролитистые. Алевролиты часто глинистые, иногда известковистые. Мощность средней части терригенного разреза 222 м. Верхняя часть флишевой толщи представлена преимущественно мощными (до 38 м) пачками мелко- и среднезернистых песчаников, разделёнными прослоями алевролитов толщиной 4–8 м. Мощность артинского яруса составляет 551,7 м.

Скважина Лысьвенская 98 расположена в 14,5 км северо-восточнее предыдущей скв. 62, вблизи восточной границы Юрзано-Сылвенской депрессии, на Лысьвенском месторождении нефти, в 3 км севернее г. Лысьва. Скважина вскрыла кровлю артинского яруса на абсолютной отметке –99,4 м. Скважина 98 также пробурена в зоне развития *карбонатно-обломочного* типа разреза. По сравнению с артинским разрезом предыдущей скв. 62 флишевая толща здесь более мощная и дифференцированная и её литологический состав уже более грубообломочный. Артинская

толща также подстилается кремнистыми известняками сакмарского яруса, перекрывается ангидритами филипповского горизонта кунгурского яруса.

В основании яруса прослеживается карбонатная пачка толщиной 47 м, сложенная внизу доломитами и органогенными известняками, а вверху – кремнистыми известняками. Нижняя часть флиша представлена 150-метровой преимущественно аргиллитовой толщой с прослоями мергелей толщиной 4–10 м.

Средняя и наиболее протяженная часть флишевой толщи (470 м) имеет весьма разнообразный и дифференцированный литологический состав и циклическое строение. Низы средней части флиша сложены алевролитами с подчиненными прослоями песчаников глинистых и аргиллитов. Эти низы перекрыты конгломератами и гравелитами толщиной 19 м. Выше этой конгломератовой пачки залегает песчаниково-аргиллитовая пачка с подчиненными прослоями алевролитов с толщиной 149 м. Её перекрывает алевролитовая пачка толщиной 60 м с пропластками песчаников и аргиллитов. Данную пачку снова циклически перекрывают песчаники и аргиллиты с прослоями алевролитов, которые завершают разрез средней части флишевой толщи.

Верхняя часть флиша толщиной 183 м сложена алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов и песчаников. В прикровельной части выделяется 3-метровый пропласток ангидрита, играющий роль маркера в разрезах урминской свиты. Мощность артинского яруса составляет 849 м.

Обсуждения

Палеогеография изучаемого района в позднем палеозое определяется взаимоотношением разрастающегося горного хребта на месте современного Урала и расположенного к западу от него морского бассейна, разместившегося в предгорном прогибе (Предуральский прогиб). Предуральский прогиб, как и другие бассейны подобного типа, имел асимметричное строение, с углублением ближе к складчато-надвиговому поясу, поскольку во время скучивания надвиговых масс скорость погружения прогиба в непосредственной близости от них максимальная [Heller et al., 1988]. Он появился в артинском веке перед фронтом складчато-надвиговых структур Урала и заложился на восточной периферии ВЕП, развивавшейся в течение среднего и позднего палеозоя в режиме пассивной континентальной окраины. В конце карбона на юге и в начале перми на севере этой области произошло быстрое погружение, охватившее полосу шириной 100–200 км и длиной до 2 000 км.

В образовавшемся прогибе мелководные известняки сменились относительно глубоководными кремнистыми известняками и мергелями. Начало формирования орогена на территории Урала маркируется появлением обломочных отложений флишевой формации. Наиболее ранние гравитационные образования, перекрывающие глинистую толщу, относятся к верхней части башкирского и низам московского яруса. Артинский век ознаменован образованием единого глубоководного бассейна. Во второй половине артинского века произошло резкое усиление привноса в него грубообломочного материала. Это время ознаменовалось началом накопления флишевой формации. Далее рассмотрим основные этапы его формирования.

Стадия остаточного бассейна. Поздняя фаза закрытия океанического бассейна, связанная с субдукцией океанической коры и формированием орогенного пояса, обычно характеризуется переходом от остаточных бассейнов к периферийным бассейнам форланда. Остаточные бассейны заполняются в основном глубоководными флишевыми осадками. По латерали от орогена в сторону края платформы наблюдается следующий фациально-формационный ряд: флишевый – шельфовый – рифогенный – платформенный [Мизенс, 1997].

На данном этапе формируется внутренний прогиб. Открытый бассейн заполняется флишевыми осадками. Флиш – мощные толщи турбидитов и отложений гравитационных потоков, которые могут содержать автотонную глубоководную фауну (и переотложенные остатки мелководных организмов). Он входит затем в состав складчато-надвигового пояса растущего орогена. Ему соответствует грубообломочный тип разреза, урминская свита. Разрез вскрыт скв. Лысьвенская 98 и 62 профиля Березовка–Лысьва, представленными карбонатно-обломочными типами разреза. Грубообломочный тип разреза изучен в карьере «Травянка» в зоне передовых складок Урала.

Раннепермская узкая карбонатная платформа сформировалась по периферии ВЕП в западном обрамлении Предуральского передового прогиба. Полоса артинских отложений маркирует краевую часть этой платформы. По геодинамической позиции пермская платформа относится к синорогенному, образованному на удаленном от орогена западном борту Предуральского передового прогиба. Синорогенные карбонатные платформы обычно формируются на дистальной стороне осадочных бассейнов и имеют рампообразные профили [Dorobek, 1995]. Выделены следующие фациальные зоны из бассейна в сторону края платформы.

Глубоководный рамп (=шельфовая формация по Г.А. Мизенсу), глинисто-карбонатный тип разреза, изученный в разрезе скв. Зуятская 247.

Мелководный рамп, нижняя его часть (=рифоген-ная формация по Г.А. Мизенсу), доломитово-извест-няковый рифогенний тип разреза изученный по скв. Юмышская 157 и разрезах камайской и сывен-ской свит, а верхняя его часть (=платформенная фор-мация по Г.А. Мизенсу) соответствует доломитово-известняковому и известняково-доломитовому типам разреза, изученных по скв. Сухобизярская 102 и Рож-дественская 63.

Внутренний рамп (=платформенная формация по Г.А. Мизенсу) соответствует ангидритово-доломито-вому и ангидритовому типам разреза, изученным в разрезах скв. Крюковская 8 и Ножовская 21.

По мере продвижения грубобломочных осадков в сторону карбонатной платформы происходит ре-

тродрадация фациальных поясов. Это, вероятно, яв-ляется реакцией карбонатных платформ и рифов на постоянно увеличивающуюся скорость флексурного опускания, хотя рассредоточение терригенных отло-жений, эвстатическое повышение уровня моря или какой-либо другой экологический стресс также могут способствовать их отступлению (рис. 7, a, b).

Стадия форланда. Окончательный переход в фор-лантовый бассейн с формированием внешнего про-гиба произошел в кунгурский век. В составе осадоч-ных комплексов бассейна форланда преобладают мол-ассовые пестроцветные глинисто-песчаные отложе-ния озерно-аллювиальных равнин и дельтовых кону-сов выноса или сероцветные мелководные глинисто-песчаные внутренних морей, наследующие геохими-ческие и петрографические особенности пород эроди-руемых комплексов. В аридных зонах широко развиты эвапоритовые образования (рис. 7, c).

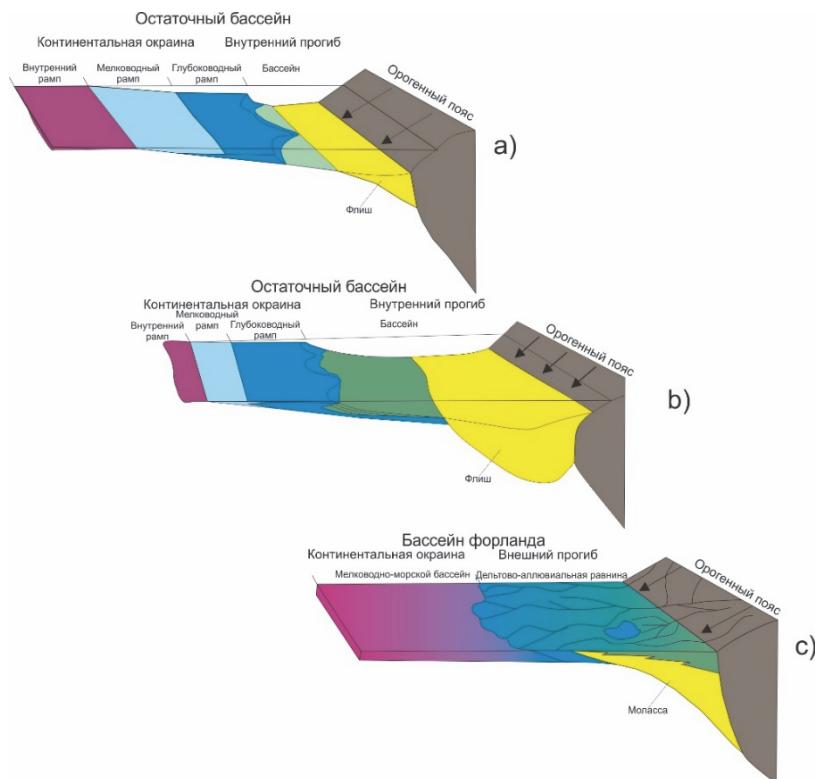


Рис. 7. Стадия развития раннепермского (а, б) и средне-позднепермского (с) осадочного бассейна
Fig. 7. Development stages of the Early Permian (a, b) and Middle-Late Permian (c) sedimentary basin

Заключение

Авторами приведено детальное описание вещественного состава типов разреза на основе разрезов скважин и геологических типовых разрезов.

В результате региональной скважинной корреляции артинских отложений по данному профилю сде-ланы следующие выводы:

- Подтверждена литофациальная зональность субмеридионального простирания отложений артин-ского яруса южной половины Пермского края.

- В приграничной западной части Пермского края доминируют сульфатные и сульфатно-карбо-натные породы, в центральной части – карбонатные, на востоке, в зоне Предуральского прогиба, – терри-генные породы.

3. В зоне распространения доломитово-известнякового типа разреза выделены разнофациальные комплексы, связанные как с развитием органогенных построек, так и с межрифовой фацией.

4. В зоне развития глинисто-карбонатного типа разреза выделен аномальный карбонатно-глинистый подтип разреза дивыинской свиты (Зуята скв. 217), где глинистые породы в мощностном отношении доминируют над карбонатными (54 против 46 %).

5. Существование 19-метровой конгломератовой пачки в циклическом разрезе флишевой толщи (Лысьвенская скв. 98) может свидетельствовать о наличии внутриформационного размыва.

Артинское время отражает важный геодинамический этап развития осадочного бассейна на переходе от остаточного бассейна (артинский ярус и начала кунгурского яруса) к бассейну форланда (кунгур – верхняя пермь), что отражается в смене флиша на молассу вверх по разрезу.

Со стороны ВЕП для артинской карбонатной синорогенной карбонатной платформы применена рамповая модель с соотношением фациально-формационной зональности других исследователей. Таким образом, артинский ярус является цельной формацией пород, накопившийся в единой геодинамической обстановке.

Список источников

Богословская М.Ф., Грунт Т.А. Распределение брахиопод и аммоидей в пограничных отложениях нижней и верхней перми России // Доклады Всероссийского совещания «Структура и статус Восточно-Европейской стратиграфической шкалы пермской системы, усовершенствование ярусного расчленения верхнего отдела пермской системы общей стратиграфической шкалы». Казань, 2004. С. 8–10.

Верещагин В.Н. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, Пермь. Л. : Недра, 1977. 535 с.

Ехлаков Ю.А., Кучина Е.Л. Формационный анализ девонско-раннепермских отложений Соликамской и Сылвенской впадин Предуральского прогиба // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 7. С. 24–35.

Голубев В.К. Стратиграфическая и геосторическая шкала: к вопросу о модернизации общей стратиграфической шкалы пермской системы // Доклады Всероссийского совещания «Структура и статус Восточно-Европейской стратиграфической шкалы пермской системы, усовершенствование ярусного расчленения верхнего отдела пермской системы общей стратиграфической шкалы». Казань, 2004. С. 3–6.

Котляр Г.В., Голубев В.К., Силантьев В.В. Общая стратиграфическая шкала пермской системы: современное состояние // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. М., 2013. С. 171–179.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М. : Наука, 1989. 216 с.

Мизанс Г.А. Верхнепалеозойский флиш западного Урала. Екатеринбург : УрО РАН, 1997. 230 с.

Мычко Э.В., Алексеев А.С. Местонахождения среднекаменноугольно-пермских трилобитов в России и сопредельных странах // Бюллетень МОИП. Отдел геологии. 2017. Т. 92, вып. 3. С. 40–83.

Наливкин В.Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрзано-Сылвенской депрессии // Труды ВНИГРИ. Новая серия. Вып. 46. Л. : Ленингр. отд-е Гостоптехиздата, 1949. 207 с.

Наугольных С.В. Пермские флоры Урала // Труды ГИН РАН. Вып. 580. М. : ГЕОС, 2007. 400 с.

Наугольных С.В., Линкевич В.В. Флора артинского яруса (нижняя пермь) стратотипического региона (Средний Урал) // Социально-экологические технологии. 2020. Т. 10, № 2. С. 133–150.

Оборин А.А., Хурсик В.З. Литофации нижнепермских отложений Пермского Приуралья // Нижнепермские отложения Камского Предуралья. Пермь, 1973. С. 151–183.

Ожигесов В.П. Геология Предуралья // Вестник Пермского университета. Заказник «Предуралье». 2000. № 3. С. 70–112.

Софроницкий П.А., Ожигесов В.П. Пермская система земного шара. Путеводитель геологических экскурсий. Пермская геологическая система Пермского Приуралья. Свердловск : УрО АН СССР, 1991. 153 с.

Пономарева Г.Ю., Филимонова Т.В., Коссовская О.Л. Геология «Предуралья» (геология, геохимия и геофизика УНБ «Предуралье»). Пермь : Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2017. 216 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета. России и его постоянных комиссий. Вып. 30. СПб. : ВСЕГЕИ, 1998. 47 с.

Раузер-Черноусова Д.М., Чувашов Б.И. Биостратиграфия артинского и кунгурского ярусов Урала. Свердловск : УНЦ АН СССР, 1980. 149 с.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Ленинград, 1988. Пермская система. Л. : ВСЕГЕИ, 1990. 48 с.

Софроницкий П.А. Основные этапы истории изучения нижнепермских отложений // Нижнепермские отложения Камского Предуралья. Пермь, 1973. С. 5–27.

Ожигесов В.П., Ехлаков Ю.А., Копнин В.И., Софроницкий П.А., Чудиков П.К. Среднеуральская экскурсия Пермская геологическая система Пермского Приуралья // Пермская система Земного шара. Путеводитель геологических экскурсий. Свердловск, 1991. С. 19–57.

Хурсик В.З. Органогенные постройки артинского возраста в Пермском Приуралье // Известия АН СССР. Серия: Геологическая. 1976. № 8. С. 78–84.

Чайковский И.И. Геологические памятники Пермского края. Энциклопедия. Пермь : Книжная площадь, 2009. 616 с.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала // Труды Института геологии и геохимии имени А.Н. Заварыцкого. Вып. 105. М. : Наука, 1973. 208 с.

Чувашов Б.И. Кунгурский ярус пермской системы (проблемы выделения и корреляции) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 3. С. 10–28.

Чувашов Б.И. Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. № 3. С. 22–36.

Чувашов Б.И. Пермские акулы семейства Helicoprionidae – стратиграфическое и географическое распространение, экология, новый представитель // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. 2001. Вып. 6. С. 12–27.

Шириккина А.П., Хурсик В.З. О границе артинского и кунгурского ярусов на западном склоне Уфимского плато // Ученые записки Пермского госуниверситета. Геология и петрография Западного Урала. 1974. № 283, вып. 6. С. 14–17.

Dorobek S.L. Synorogenic carbonate platforms and reefs in foreland basins: controls on stratigraphic evolution and platform/reef morphology // Stratigraphic evolution of foreland basins: SEPM Special publication. 1995. № 52. P. 127–147.

Einsele G. Sedimentary basins: Evolution, facies and sediment budget. Berlin ; Heidelberg ; New York ; London ; Paris ; Tokyo ; Hong Kong : Springer-Verlag, 2000. 792 p.

Emery D. Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms // Marine and Petroleum Geology. 1994. V. 11 (4). 509 p.

Flügel E., Flügel-Kahler E. Phanerozoic reef evolution: Basic questions and data base // Facies. 1992. V. 26. P. 167–277.

Gong X., Yang W., Li W., Zhou X., Tang Q., Zhang J. Characteristics and geological properties of seismic bright spots in the Permian carbonate deposit, Changhsing Formation, Longgang Area, Northeast Sichuan Basin, China // Carbonates and Evaporites. 2020. V. 35 (98). P. 1–14.

Henderson C.M., Shen S.Z., Gradstein F.M., Agterberg F.P. Chapter 24 – The Permian Period // Geologic Time Scale 2020 / eds. by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam : Elsevier, 2020. P. 875–902.

Heller P.L., Angevine C.L., Winslow N.S., Paola C. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences // Geology. 1988. V. 16. P. 501–504.

Larsen K., Senger K., Grundvag S.-A. Fracture characterization in Upper Permian carbonates in Spitsbergen: A workflow from digital outcrop to geo-model // Marine and Petroleum Geology. 2020. V. 122. P. 1–22.

Lucas S.G., Shen S.-Z. The Permian timescale: an introduction // The Permian Timescale / eds. by S.G. Lucas, S-Z. Shen. London : Geological Society, 2018. Special Publications. P. 1–19.

Naugolnykh S.V. Artinskian (Early Permian) Sea Basin and Its Biota (Krasnoufimsk, Cis-Urals) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2018. V. 26, No 7. P. 734–754.

Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology. 2000. V. 7. 210 p.

Silva R.O., Leite M.G., Rudnitzki I., Souza-Lima W. Permian mixed carbonate–siliciclastic lagoon coastal system in West-Central Gondwana // Sedimentary Geology. 2021. V. 414. Article 105829.

Yan X., Liu J., Jin X., Shi Y., Tian K., Wang H. Evolution pattern of Early Permian carbonate buildups: with reference to the carbonate mounds in eastern Inner Mongolia, North China // Sedimentary Geology. 2020. V. 409. P. 1–16.

Zheng H., Ma Y., Chi G., Qing H., Liu B., Zhang X., Shen Y., Liu J., Wang Y. Stratigraphic and Structural Control on Hydrothermal Dolomitization in the Middle Permian Carbonates, Southwestern Sichuan Basin (China) // Minerals. 2019. V. 9 (32). P. 1–31.

References

- Bogoslovskaya M.F., Grunt T.A. *Raspredelenie brahiopod i ammonoidej v pogranichnyh otlozheniyh nizhnej i verhnej permii Rossii* [Distribution of brachiopods and ammonoids in the boundary sediments of the Lower and Upper Permian of Russia] // Doklady Vserossijskogo soveshchaniya «Struktura i status vostochno-europejskoj stratigraficheskoy shkaly permkoj sistemy, usovershenstvovanie yarusnogo raschleneniya verhnego otdela permkoj sistemy obshchej stratigraficheskoy shkaly». Kazan, 2004. pp. 8–10. In Russian.
- Vereshchagin V.N. *Stratigraficheskiy slovar' SSSR. Karbon, perm'* [Stratigraphic Dictionary of the USSR. Carbon, Perm]. Leningrad: Nedra, 1997. 535 p. In Russian.
- Ekhlavov Yu.A., Kuchina E.L. *Formacionnyj analiz devonsko-rannepermeskikh otlozhenij Solikamskoj i Sylvenskoj vpadin Predural'skogo progiba* [Formal analysis of the Devonian-Early Permian deposits of the Solikamsk and Sylvenskaya depressions of the Cis-Ural trough] // Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanyh i gazovyh mestorozhdeniy. 2014. No. 7. pp. 24–35. In Russian.
- Golubev V.K. *Stratigraficheskaya i geoistoricheskaya shkaly: k voprosu o modernizacii obshchej stratigraficheskoy shkaly permkoj sistemy* [Stratigraphic and geohistorical scales: on the issue of modernization of the General stratigraphic scale of the Permian system] // Doklady vserossijskogo soveshchaniya «Struktura i status Vostochno-Europejskoj stratigraficheskoy shkaly permkoj sistemy, usovershenstvovanie yarusnogo raschleneniya verhnego otdela permkoj sistemy obshchej stratigraficheskoy shkaly». Kazan, 2004. pp. 3–6. In Russian.
- Kotlyar G.V., Golubev V.K., Silantiev V.V. 2013. *Obshchaya stratigraficheskaya shkala permkoj sistemy: sovremennoye sostoyaniye* [General stratigraphic scale of the Permian system: current state of affairs]. General Stratigraphic Scale of Russia. Geological Institute. 2013. pp. 171–179. In Russian.
- Meyyen S.V. *Vvedeniye v teoriyu stratigrafiyi* [Introduction to the theory of stratigraphy]. Moscow: Nauka, 1997. 216 p. In Russian.
- Mizens G.A. *Verkhnepaleozoyskiy flysch zapadnogo Urala* [Upper Paleozoic flysch of the western Urals]. Ekaterinburg: UrO RAN, 1997. 230 p. In Russian.
- Mychko E.V., Alekseev A.S. *Mestonahozhdeniya sredne-kamennougol'no-permskikh trilobitov v Rossii i sopredel'nyh stranah* [The location of the Middle Carboniferous-Permian trilobites in Russia and neighboring countries] // Byulleten' MOIP. Otdel geologii. 2017. V. 92(3). pp. 40–83. In Russian.
- Nalivkin V.D. *Stratigrafiya i tektonika Ufimskogo plato i Yurezano-Sylvenskoy depressii. Trudy VNIGRI. Novaya seriya, vypusk 46* [Stratigraphy and tectonics of the Ufa plateau and the Yurezan-Sylva depression. Proceedings of VNIGRI. New series, issue 46]. Leningrad: Leningrad branch of Gostoptekhizdat, 1949. 207 p. In Russian.
- Naugolnykh S.V. *Permskiye flory Urala* [Permian flora of the Urals]. Moscow: GIN RAN, 2007. V. 580. 400 p. In Russian.
- Naugolnykh S.V., Linkevich V.V. *Flora artinskogo yarusa (nizhnyaya perm') stratotipicheskogo regiona (Sredniy Ural)* [Flora of the Artinskian stage (Lower Permian) of the stratotype region (Middle Urals)]. Sotsial'no-ekologicheskiye tekhnologii. 2020. V. 10 (2). pp. 133–150. In Russian.
- Oborin A.A., Khursik V.Z. *Litoфatsii nizhnepermeskikh otlozheniy Permskogo Priural'ya* [Lithofacies of the Lower Permian deposits of the Perm Cis-Urals] // Nizhneperm斯基e otlozheniya Kamskogo Predural'ya. Perm, 1973. pp. 151–183. In Russian.
- Ozhgibesov V.P. *Geologiya Predural'ya* [Geology of the Cis-Urals] // Vestnik Permskogo universiteta. Zakaznik «Predural'ye». 2000. No. 3. pp. 70–112. In Russian.

Sofronitskiy P.A., Ozhgibesov V.P. *Permskaya sistema zemnogo shara. Putevoditel' geologicheskikh ekskursiy. Permskaya geologicheskaya sistema* [Permian system of the globe. Guide of geological excursions. Perm geological system of the Perm Urals]. Sverdlovsk: UrO AN SSSR, 1991. 153 p. In Russian.

Ponomareva G.Yu., Filimonova T.V., Kossovskaya O.L. *Geologiya «Predural'ya» (geologiya, geoхимия i геофизика UNB «Predural'ye»)* [Geology of the Urals (geology, geochemistry and geophysics of the Urals National Library)]. Perm: Perm State National Research University, 2017. 216 p. In Russian.

Postanovleniya Mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta. Rossii i yego postoyannyykh komissiy [Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee. Russia and its standing committees]. V. 30. St. Petersburg: VSEGEI, 1998. 47 p. In Russian.

Rauzer-Chernousova D.M., Chuvashov B.I. *Biostratigrafiya artinskogo i kungurskogo yarusov Urala* [Biostratigraphy of the Artinsk and Kungur stages of the Urals]. Sverdlovsk: AN SSSR, 1980. 149 p. In Russian.

Resheniya Mezhvedomstvennogo regional'nogo stratigraficheskogo soveshchaniya po srednemu i verkhnemu paleozoyu platformy s regional'nyimi stratigraficheskimi skhemami [Decision of the Interdepartmental Regional Stratigraphic Conference on the Middle and Upper Paleozoic of the Russian Platform with regional stratigraphic schemes]. Leningrad: VSEGEI, 1990. 48 p. In Russian.

Sofronitskiy P.A. *Osnovnyye etapy istorii izucheniya nizhnepermeskikh otlozheniy* [The main stages in the history of the study of the Lower Permian deposits] // Lower Permian deposits of the Kama Cis-Urals. Perm, 1973. pp. 5–27. In Russian.

Ozhgibesov V.P., Yekhlakov Yu.A., Kopnin V.I., Sofronitskiy P.A., Chudikov P.K. *Sredneural'skaya ekskursiya Permskaya geologicheskaya sistema Permskogo Priural'ya* [Middle Ural excursion Perm geological system of the Perm Urals] // Permskaya sistema Zemnogo shara. Putevoditel' geologicheskikh ekskursiy. Sverdlovsk, 1991. pp. 19–57. In Russian.

Khursik V.Z. *Organogennyye postroyki artinskogo vozrasta v Permskom Priural'ye* [Organogenic structures of the Artinsk age in the Perm Urals] // Izvestiya AN SSSR. Ser. Geologicheskaya. 1976. No. 8. pp. 78–84. In Russian.

Chaykovskiy I.I. *Geologicheskiye pamiatniki Permskogo kraja. Entsiklopediya* [Geological monuments of the Perm region. Encyclopedia]. Perm: Knizhnaya ploschad, 2009. 616 p. In Russian.

Chuvashov B.I. *Verhpaleozojskie terrigennye otlozheniya zapadnogo sklona Srednego Urala. Trudy Instituta geologii i geoхimii imeni AN* [Upper Paleozoic terrigenous deposits of the western slope of the Middle Urals. Proceedings of the Institute of Geology and Geochemistry named after AN]. Moscow: Nauka, 1973. 208 p. In Russian.

Chuvashov B.I. *Kungurskij yarus permsoj sistemy (problemy vydeleniya i korrelyacii)* [The Kungurian Stage of the Permian System (problems of recognition and correlation)]. Stratigraphy and Geological Correlation. 1997. V. 5 (3). pp. 212–230. In Russian.

Chuvashov B.I. *Dinamika razvitiya Predural'skogo krayevogo progiba* [Dynamics of the development of the Cis-Ural foredeep] // Geotektonika. 1998. No. 3, pp. 22–36. In Russian.

Chuvashov B.I. *Permskiye akuly semeystva Helicoprionidae – stratigraficheskoye i geograficheskoye rasprostraneniye, ekologiya, novyy predstavitel'* [Perm sharks of the Helicoprionidae family – stratigraphic and geographic distribution, ecology, a new representative] // Materiały po stratigrafii i paleontologii Urala. 2001. V. 6. pp. 12–27. In Russian.

Shirinkina A.P., Khursik V.Z. *O granitse artinskogo i kungurskogo yarusov na zapadnom skлоне Ufimskogo plato* [About the border of the Artinskian and Kungurian stages on the western slope of the Ufa plateau]. Uchchenyye zapiski Permskogo gosuniversiteta, Geologiya i petrografiya Zapadnogo Urala. 1974. No. 283 (6). pp. 14–17. In Russian.

Dorobek S.L. *Synorogenic carbonate platforms and reefs in foreland basins: controls on stratigraphic evolution and platform/reef morphology* // Stratigraphic evolution of foreland basins: SEPM Special publication. 1995. V. 52. pp. 127–147.

Einsele G. *Sedimentary basins: Evolution, facies and sediment budget*. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Springer-Verlag, 2000. 792 p.

Emery D. *Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms* // Marine and Petroleum Geology. 1994. V. 11(4), p. 509.

Flügel E., Flügel-Kahler E. *Phanerozoic reef evolution: Basic questions and data base* // Facies. 1992. V. 26. pp. 167–277.

Gong X., Yang W., Li W., Zhou X., Tang Q., Zhang J. *Characteristics and geological properties of seismic bright spots in the Permian carbonate deposit, Changhsing Formation, Longgang Area, Northeast Sichuan Basin, China*. Carbonates and Evaporites. 2020. V. 35 (98), pp. 1–14.

Henderson C.M., Shen S.Z., Gradstein F.M., Agterberg F.P. Chapter 24 - The Permian Period. In: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. (Ed.) *Geologic Time Scale 2020*. Amsterdam: Elsevier, 2020. pp. 875–902.

Heller P.L., Angevine C.L., Winslow N.S., Paola C. *Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences* // Geology. 1988. V. 16. pp. 501–504.

Larsen K., Senger K., Grundvag S.-A. Fracture characterization in Upper Permian carbonates in Spitsbergen: A workflow from digital outcrop to geo-model // Marine and Petroleum Geology. 2020. V. 122. pp. 1–22.

Lucas S.G., Shen S.-Z. The Permian timescale: an introduction. In: S.G. Lucas and S-Z. Shen (Ed.) *The Permian Timescale*. London: Geological Society, 2018. Special Publications. pp. 1–19.

Naugolnykh S.V. Artinskian (Early Permian) Sea Basin and Its Biota (Krasnoufimsk, Cis-Urals) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2018. V. 26. No 7. pp. 734–754.

Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology. 2000. V. 7. 210 p.

Silva R.O., Leite M.G., Rudnitzki I., Souza-Lima W. Permian mixed carbonate–siliciclastic lagoon coastal system in West-Central Gondwana // Sedimentary Geology. 2021. V. 414. Article 105829.

Yan X., Liu J., Jin X., Shi Y., Tian K., Wang H. Evolution pattern of Early Permian carbonate buildups: with reference to the carbonate mounds in eastern Inner Mongolia, North China // Sedimentary Geology. 2020. V. 409. pp. 1–16.

Zheng H., Ma Y., Chi G., Qing H., Liu B., Zhang X., Shen Y., Liu J., Wang Y. Stratigraphic and Structural Control on Hydrothermal Dolomitization in the Middle Permian Carbonates, Southwestern Sichuan Basin (China) // Minerals. 2019. V. 9 (32). pp. 1–31.

Информация об авторах:

Плюснин А.В., кандидат геолого-минералогических наук, начальник отдела минералогических исследований, Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть», Пермь, Россия; старший научный сотрудник, Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия.

E-mail: a.v.plyusnin@mail.ru

Сулима А.И., соискатель кафедра региональной и нефтегазовой геологии, Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия.

E-mail: super.sulima2013@yandex.ru

Трубин Я.С., младший научный сотрудник, лаборатория седиментологии и эволюции палеобиосферы, Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия.

E-mail: iyr-2009@mail.ru

Плешков Л.Д., старший преподаватель, кафедра геофизики, Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия.

E-mail: levpleshkov@gmail.com

Тимофеев В.Д., инженер 2й категории, Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть», Пермь, Россия.

E-mail: vladislav.timofeev@pnn.lukoil.com

Алексеева О.Л., доцент, кафедра региональной и нефтегазовой геологии, Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия.

E-mail: olga.alekseeva-2012@yandex.ru

Вклад авторов: А.В. Плюснин и А.И. Сулима внесли вклад по 40 %. Все остальные по 5 %.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Plyusnin A.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Department of Mineralogical Research, Branch of LUKOIL-Engineering LLC "PermNIPIneft" in Perm, Russia; senior researcher, Tyumen State University, Tyumen, Russia.

E-mail: a.v.plyusnin@mail.ru

Sulima A.I., Competitor, Department of Regional and Petroleum Geology, Perm State National Research University, Perm, Russia.

E-mail: super.sulima2013@yandex.ru

Trubin Ya.S., Researcher, Laboratory of Sedimentology and Evolution of the Paleobiosphere, Tyumen State University, Tyumen, Russia.

E-mail: iyr-2009@mail.ru

Pleshkov L.D., Senior Lecturer, Department of Geophysics, Perm State National Research University, Perm, Russia.

E-mail: levpleshkov@gmail.com

Timofeev V.D., Engineer, PermNIPIneft branch of OOO LUKOIL-Engineering, Perm, Russia.

E-mail: vladislav.timofeev@pnn.lukoil.com

Alekseeva O.L., Associate Professor, Department of Regional and Petroleum Geology, Perm State National Research University, Perm, Russia.

E-mail: olga.alekseeva-2012@yandex.ru

Contribution of the authors: A.V. Plyusnin and A.I. Sulima contributed 40 %. All others are 5 %.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 07.10.2022; одобрена после рецензирования 09.02.2024; принята к публикации 18.03.2024

The article was submitted 07.10.2022; approved after reviewing 09.02.2024; accepted for publication 18.03.2024

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ



Научная статья

УДК 551.794+581.524(571.54)

doi: 10.17223/25421379/30/4

ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ДОЛИНЫ РЕКИ СЕНЦА (ОКИНСКОЕ ПЛАТО, ВОСТОЧНЫЙ САЯН) ЗА ПОСЛЕДНИЕ 4700 ЛЕТ

Екатерина Валерьевна Волчатова¹, Елена Вячеславовна Безрукова²,
Наталья Валентиновна Кулагина³, Светлана Александровна Решетова⁴,
Александр Александрович Щетников⁵, Михаил Андреевич Крайнов⁶,
Иван Анатольевич Филинов⁷

^{1, 2, 3, 4, 5, 6} Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

^{2, 3, 5, 7} Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

¹ volchatova@igc.irk.ru

² bezrukova@igc.irk.ru

³ kulagina@crust.irk.ru

⁴ srescht@mail.ru

⁵ shch@crust.irk.ru

⁶ susel_usel@mail.ru

⁷ filinov@crust.irk.ru

Аннотация. В горах Восточного Саяна существует большое количество озер, образовавшихся в голоцене и хранящих ценнейшие архивы истории растительности и климата региона. Высокогорное положение озер делает их геосистемы очень чувствительными к вариациям климата, поскольку в высокогорных районах температура меняется быстрее, чем на равнинных территориях. Для более глубокого понимания причин современного потепления, а также характера возможных изменений климата в высокогорных районах были исследованы донные отложения озера Номто-Нур и торфяные отложения в долине реки Сенца. Результаты спорово-пыльцевого анализа позволили реконструировать историю растительности этого района, а также способствовали пониманию динамики изменения ландшафтов и климата в регионе.

Ключевые слова: спорово-пыльцевой анализ, климат, растительность, поздний голоцен

Источник финансирования: Проведенные исследования выполнены в соответствии с государственным заданием Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (проект № 0284-2021-0003).

Для цитирования: Волчатова Е.В., Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Решетова С.А., Щетников А.А., Крайнов М.А., Филинов И.А. История растительности долины реки Сенцы (Окинское плато, Восточный Саян) за последние 4 700 лет // Геосферные исследования. 2024. № 1. С. 60–73. doi: 10.17223/25421379/30/4

Original article

doi: 10.17223/25421379/30/4

VEGETATION HISTORY OF THE SENTSA RIVER VALLEY (OKA PLATEAU, EAST SAYAN) OVER THE PAST 4700 YEARS

Ekaterina V. Volchatova¹, Elena V. Bezrukova², Natalya V. Kulagina³, Svetlana A. Reshetova⁴,
Alexander A. Shchetnikov⁵, Mikhail A. Krainov⁶, Ivan A. Filinov⁷

^{1, 2, 3, 4, 5, 6} Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

^{2, 3, 5, 7} Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

¹ volchatova@igc.irk.ru

² bezrukova@igc.irk.ru

³ kulagina@crust.irk.ru

⁴ srescht@mail.ru

⁵ shch@crust.irk.ru

⁶ susel_usel@mail.ru

⁷ filinov@crust.irk.ru

Abstract. There are a great number of lakes in the East Sayan Mountains that were formed during the Holocene epoch and keeps the most valuable archives of the regional vegetation and climate history. The high altitude position of the lakes makes their ecosystems very sensitive to climate variations, since the air temperature changes faster in the highlands than in the plains.

A thorough examination of high mountainous lakes and their historical variability under different climatic conditions can help us better understand both the current climate warming and future changes in high-altitude environments.

The article presents the study of the bottom sediments from the high-altitude lake Nomto-Hur and the peat deposits in the Sentsa river valley, which is hydrologically connected with the lake Nomto-Nur. The lake Nomto-Nur formed nearly 750 years ago due to the uplift of the erosion basis of the Sentsa river caused by formation of the lava-dammed paleolake Zun-Ukhergei. At present time, the lake Nomto-Nur is the outflow of the Sentsa river, which makes a comprehensive study of these two objects more interesting and useful on a general regional scale.

A peat core obtained from the Senca river valley, that was dated by radiocarbon method, is estimated to be 4,700 years old. The spore-pollen record from the bottom sediments of lake Nomto-Nur is presented from its base. Thus, the article describes the results of the study of two cores in the range of years from 4 700 to the present, which is part of the late Holocene period.

The results of spore-pollen analysis of both objects made it possible to reconstruct the sequence of paleoecological events in this area, and also contributed to the understanding of the dynamics of landscape and climate changes in the region. During the study, the authors also recorded significant flood events in the study area approximately 700 and 400 years ago. The first probably led to the formation of lake Nomto-Nur, and also had a close connection with volcanic eruptions in the region during this period of time. A significant conclusion was made about the appearance of nomadic peoples engaged in cattle breeding in the research area about 600 years ago.

The data also served to understanding the causes of modern warming and the nature of possible climate changes in high-altitude areas in the future.

Keywords: spore-pollen analysis, climate, vegetation, Holocene

Source of financing: The research was carried out within the state assignment of 6Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (project № 0284-2021-0003).

For citation: Volchatova E.V., Bezrukova E.V., Kulagina N.V., Shchetnikov A.A., Kraynov M.A., Filinov I.A. (2024) Vegetation history of the Sentsa River Valley (Oka Plateau, East Sayan) over the past 4700 years. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 1. pp. 60–73. doi: 10.17223/25421379/30/4

Район исследования

Долина реки Сенца располагается на Окинском плато, в горах Восточного Саяна на территории Республики Бурятия (рис. 1). В геоморфологическом плане долина представляет собой классический трог с элементами ледникового рельефа в виде боковых и конечных морен позднеплейстоценового возраста. Отложения аллювиального, озерного, гляциального, делювиального и пролювиального генезиса, выполняющие долину реки, представлены суглинками, супесями, песками, галечниками, валунами [Выркин и др., 2012]. В пойме реки часто встречаются заболоченные участки.

Климат Окинского плато резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха в зависимости от абсолютной высоты изменяется от $-5,6^{\circ}\text{C}$ (1 372 м) до $-6,6^{\circ}\text{C}$ (2 084 м). Зимой в среднем выпадает около 70 мм осадков, летом – около 370 мм, что составляет 65–75 % от среднегодовой суммы осадков [Научно-прикладной справочник..., 1991]. Снежный покров маломощный, что приводит к глубокому промерзанию подстилающих пород. Постоянный снежный покров формируется уже в октябре и начинает таять с середины апреля.

Река Сенца является одним из крупных притоков р. Ока. Длина водотока составляет около 65 км, речные воды прорезают Окинское плато на глубину до 800 м. В нижнем течении река активно меандрирует

[Выркин и др., 2012]. На большей части долины реки имеет небольшой уклон, что, скорее всего, может быть причиной незначительного разнообразия условий для растительности.

В долине реки преобладает лиственничная тайга с незначительной примесью бересы и ели. В горном обрамлении речной долины также доминируют лиственничные леса из *Larix sibirica*. В нижнем течении реки встречаются кедровые *Pinus sibirica*, разнотравные леса паркового типа. Подлесок в них состоит из жимолости алтайской (*Lonicera altaica*) и рододендрона золотистого (*Rhododendron aureum*), а в кустарниковом ярусе господствует брусника обыкновенная (*Vaccinium vitis-idaea*). Небольшие лога на склонах часто зарастают молодым осинником (*Populus tremula*).

На равнинных участках днища долины и склонах южной экспозиции широко распространены кобрязево-злаковые степные группировки из *Kobresia sibirica*, *K. simpliciuscula*, *Helictotrichon mongolicum* и мелкодерновинно-злаковые комплексы из *Festuca lenensis*, *Poa botryoides*, *Koeleria cristata*. Часто встречаются луговые и лугово-болотные комплексы из *Ranunculus acris*, *Festuca pratensis*, *Carex nigra*, приуроченные к участкам с повышенным увлажнением [Выркин и др., 2012].

На поверхности болота, где был вскрыт разрез торфяных отложений, названный нами Сенца, преобладает травянистая растительность из семейства злаковых Poaceae, осоковых Cyperaceae, присутствуют кутины

сфагновых мхов *Sphagnum*, небольшие группы вересковых кустарничков *Ericaceae*. Редкие ивы *Salix* и единичные кустарниковые березки *Betula nana* образуют сильно разреженный кустарниковый ярус.

Озеро Номто-Нур расположено в долине реки Сенца. Площадь озера составляет $0,5 \text{ км}^2$, глубина достигает 3,5 м. Чаша озера имеет неправильную форму, берега сильно изрезаны и заболочены. На дне водоёма чётко прослеживается старое русло р. Сенца [Щетников и др., 2016].

Озеро Номто-Нур было образовано в результате поднятия базиса эрозии реки Сенца, обусловленного образованием лавово-подпрудного палеоозера Зун-Ухэргэй. В этот период в долине реки установился застой-

ный режим, началось активное заболачивание и заозёривание, река сильно меандрировала. В настоящее время озеро является поглотителем твердого стока реки Сенца. Они соединяются протокой, по которой из озера обычно осуществляется сток. В летние паводки, с экстремальным подъемом уровня воды в р. Сенца, протока начинает функционировать во встречном направлении, наполняя озерную чашу Номто-Нура жидким и твердым речным стоком. Это подтверждается наличием протяженной клювовидной дельты в месте впадения протоки в озеро [Щетников и др., 2016].

Вокруг озера преобладает древесно-кустарниковая растительность из лиственницы и ивы, значительные площади занимают разнотравные луга (рис. 2).

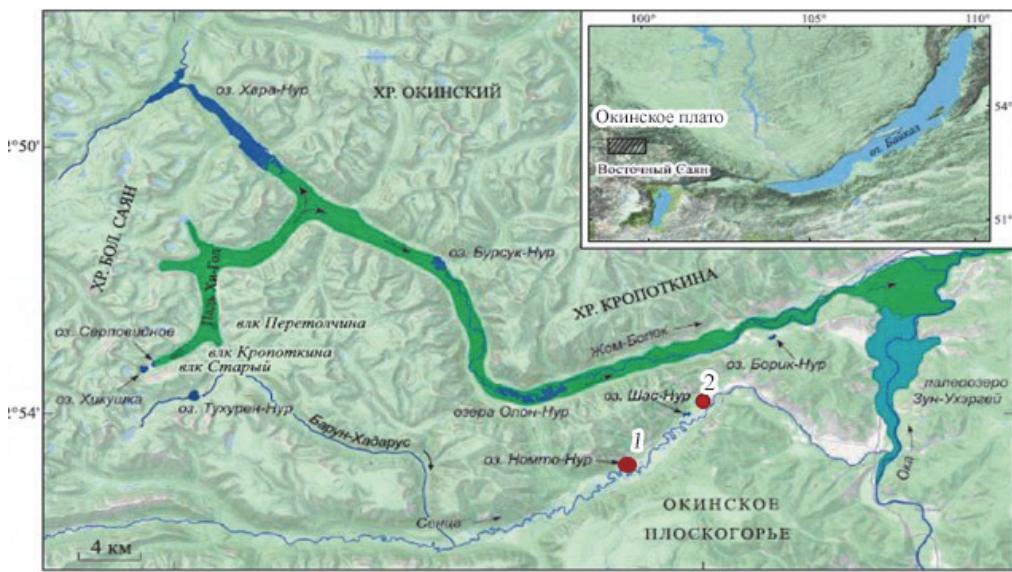


Рис. 1. Картосхема исследуемой территории. Красными точками показано расположение торфяника Сенца и озера Номто-Нур

Fig. 1. Map of the study area. The red dots indicate the location of the Sentsa peat bog and Lake Nomto-Nur



Рис. 2. Общий вид растительности на берегах озера Номто-Нур. Фото авторов

Fig. 2. General view of vegetation on the Lake Nomto-Nur shores. Photo by the authors

Материалы и методы

Донные отложения озера Номто-Нур были пробурены в 2013 г. при помощи гравитационного керноотборного устройства ударно-канатного типа UWITEC (Австрия) с внутренним диаметром ПВХ-лайнера 63 мм. Длина полученного керна составила 126 см. Описание литологического строения отложений в керне приведено в табл. 1. Для палинологического анализа донных отложений озера Номто-Нур был взят каждый второй сантиметр керна, таким образом было изучено 63 образца.

Бурение торфяника в долине реки Сенца проведено буром системы Инсторфа. Общая мощность вскрытых торфяных отложений в долине реки Сенца составила 61 см, ниже находился горизонт воды, поэтому извлечь ненарушенный керн не представилось возможным. Методом палинологического анализа изучен каждый сантиметр полученного керна.

Палинологический метод. Для экстракции пыльцы и спор в лабораторных условиях образцы естественной влажности подвергались стандартной процедуре обработки [Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986]. Перед началом обработки в каждый образец

добавлялись таблетки спор *Lycopodium* (18 583 зерна в таблетке) для расчета концентрации пыльцы.

Для обнаружения карбоната кальция до начала обработки в каждый образец объемом в 1,5 г влажного осадка добавляли несколько капель 10 %-й соляной кислоты (HCl). Осадок отмывали 2–3-разовым центрифугированием, затем добавляли 10 %-й гидроксид калия (KOH) и помещали на 10–15 минут в водянную баню с температурой 80 °С. Затем осадок промывали через сито с ячеей 120 мкм. Суспензия, прошедшая через сито, собиралась в полипропиленовые центрифужные пробирки, промывалась трехкратным центрифугированием на скорости 3 000 об./мин на протяжении 3 мин. Затем проходила обработка 40 %-й плавиковой кислотой (HF) в электрической водянной бане, после остывания проводили центрифугирование с добавлением слабого раствора соды до нейтральной среды.

Безводный глицерин использовали для хранения образцов и подготовки слайдов. Пыльцу и споры идентифицировали при увеличении ×400, ×600 и ×1000 с помощью опубликованных определителей пыльцы и атласов [Куприянова, Алешина, 1978; Бобров и др., 1983; Moore, 1991].

Литологическое описание кернов из торфяника Сенца и озера Номто-Нур

Таблица 1

Description of the sediment lithology in the core from Lake Nomto-Nur and Senza peat section

Table 1

Название объекта	Горизонт, см	Описание горизонта
Торфяник долины реки Сенца	0–10	Влажный слаборазложившийся коричневый торф
	12–10	Торф темно-серого цвета с существенной долей глинистого материала
	18–12	Влажный коричневый торф
	18–21	Прослойка глин серого цвета
	21–43	Слой темно-коричневого торфа
	43–45	Прослой глинистого материала
	45–61	Темно-коричневый торф
Донные отложения озера Номто-Нур	0–58	Серые алевриты с медианным размером зерна от 15 до 18 мкм
	58–85	Темно-серые крупнозернистые алевриты с медианным размером зерна 73–89 мкм с включениями зерен мелкого песка
	85–126	Более светлые, чем выше, серые среднезернистые алевриты с медианным размером зерна 20–40 мкм

Примечание. Классификация приводится по [Рухину, 1969].

В каждом образце насчитано от 300 до 600 пыльцевых зерен. Относительное обилие или процентное содержание каждого пыльцевого таксона рассчитывалось от суммы пыльцы древесных, кустарников и трав, принятой за 100 %. Процентное содержание спор было определено от суммы всех подсчитанных в каждом образце зерен пыльцы и спор, принятой за 100 %. Одновременно в этих же образцах проводилась идентификация непыльцевых палиноморф (спор и плодовых тел грибов, створок амеб, устьиц клеток хвойных древесных) и подсчет микрочастиц углей.

Содержание микрочастиц углей указано как концентрация, остальные непыльцевые палиноморфы (НПП), отображенные на диаграммах, указаны в единицах на слайд.

Радиоуглеродное датирование. Возраст отложений в керне определен методом радиоуглеродного датирования с применением ускорительной масс-спектрометрии (УМС ^{14}C) в Институте ядерной физики им. Г.И. Будкера Сибирского отделения Российской академии наук (ИЯФ СО РАН) и в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. Всего

получено две даты для торфяника из долины реки Сенца и одна дата из основания керна донных отложений озера Номто-Нур, измеренные и калиброванные значения которых приведены в табл. 2. Измеренные значения ^{14}C возраста откалиброваны с использованием программы OxCal v4.3 [Bronk Ramsey, 1995] и калибровочной кривой IntCal13 [Reimer et al., 2013]. Далее в тексте статьи значение возраста приводятся в калиброванном летоисчислении (лет до настоящего времени = л.н.). Возрастная модель для керна была построена методом интерполяции калиброванного значения возраста между соседними датами и с допущением о примерно постоянной средней скорости аккумуляции за все время формирования отложений.

Магнитные свойства отложений оз. Номто-Нур были измерены с помощью системы магнитной восприимчивости (MB) MS2 Бартингтон, оснащенной датчиками MS2C70 и MS2K.

Статистические методы. Для построения спорово-пыльцевых диаграмм использована программа Tilia/Tilia-Graph/TGView [Grimm, 2011]. Выделение на диаграмме локальных пыльцевых зон проведено с применением стратиграфически ограниченного кластерного анализа CONISS [Grimm, 2011].

Результаты

Хронология. На глубине 127 см возраст отложений оз. Номто-Нур составил 746 калиброванных лет.

Калиброванный возраст отложений в торфянике Сенца составил 1 006 лет на глубине 40,5 см и 4 723 лет на глубине 60,5 см.

Палиностратиграфия. Результаты спорово-пыльцевого анализа приведены на диаграммах (рис. 3, 4).

Озеро Номто-Нур. На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 3) выделены три локальные пыльцевые зоны: Нтн-1, Нтн-2, Нтн-3. Описание зон приводится в хронологическом порядке – снизу вверх.

Таблица 2

УМС ^{14}C даты и их калиброванные значения

Table 2

AMS ^{14}C dates and their calibrated values

Наименование объекта	Номер обр.	Глубина в керне, см	^{14}C значение	Калиброванное значение
Торфяник из долины реки Сенца	СОАН-9070	40,5	1070 ± 85	1006 ± 91
	СОАН-9071	60,5	4200 ± 70 лет	4723 ± 100
Озеро Номто-Нур	Poz-58389	127	840 ± 40	746 ± 50

В колонку «Другие травы» включена пыльца трав, относительное обилие которых не превышало 0,02 %. Это пыльца трав из семейства Brassicaceae, Gentianaceae, Fabaceae, Rubiaceae, Onagraceae, Saxifragaceae, Iridaceae, Liliaceae и родов *Geranium* sp., *Valeriana* sp., *Rumex* sp., *Lonicera* sp., *Polemonium* sp., *Plantago* sp., *Menyanthes*. В группу «Водоросли» отнесены клетки водорослей *Spirogyra*, *Botryococcus*, *Pediastrum*.

В спорово-пыльцевых спектрах (СПС) преобладает пыльца древесных растений, составляя, в среднем, 71 %. Среднее значение относительного обилия пыльцы кустарниковых растений – 8,7 %, травянистых – 12 %, а доля споровых не превышает 8,3 %.

В СПС зоны Нтн-3 (126 – 68 см, ~746 лет – 420 л.н.) пыльца древесных растений составляет в среднем 74,6 %, что является максимумом для отложений всего керна. В группе пыльцы древесных преобладает пыльца сосны сибирской, ей сопутствует пыльца сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) и ели сибирской (*Picea obovata*). В меньшем количестве присутствует пыльца лиственницы и березы (*Betula alba*-type).

В группе пыльцы кустарников господствует пыльца кустарниковой бересклеты (*Betula nana*-type), присутствует пыльца ольховника *Duschekia fruticosa*, ивы *Salix* sp. и можжевельника *Juniperus* sp.

В СПС этой зоны наблюдается значительное разнообразие пыльцы травянистой растительности, среди которой выделяется пыльца осоковых, полыни (*Artemisia*) и злаковых.

Содержание пыльцы трав-гигрофитов (*Myriophyllum* sp., *Nuphar* sp., *Typha* sp.) незначительно, 0,11 %.

В группе спор доминируют споры плаунов *Lycopodiaceae* (до 2,8 %), папоротникообразных *Polypodiaceae* (до 1,96 %), сфагновых мхов (до 1,06 %). Обилие спор плаунков *Selaginella selaginoides* не превышает 0,13 %.

В группе непыльцевых палиноморф (НПП) много клеток водорослей рода *Cosmarium* и спор грибов *Sordariomycetes*.

Концентрация микроостатков углей в этой зоне в среднем составляет 104 шт/см³.

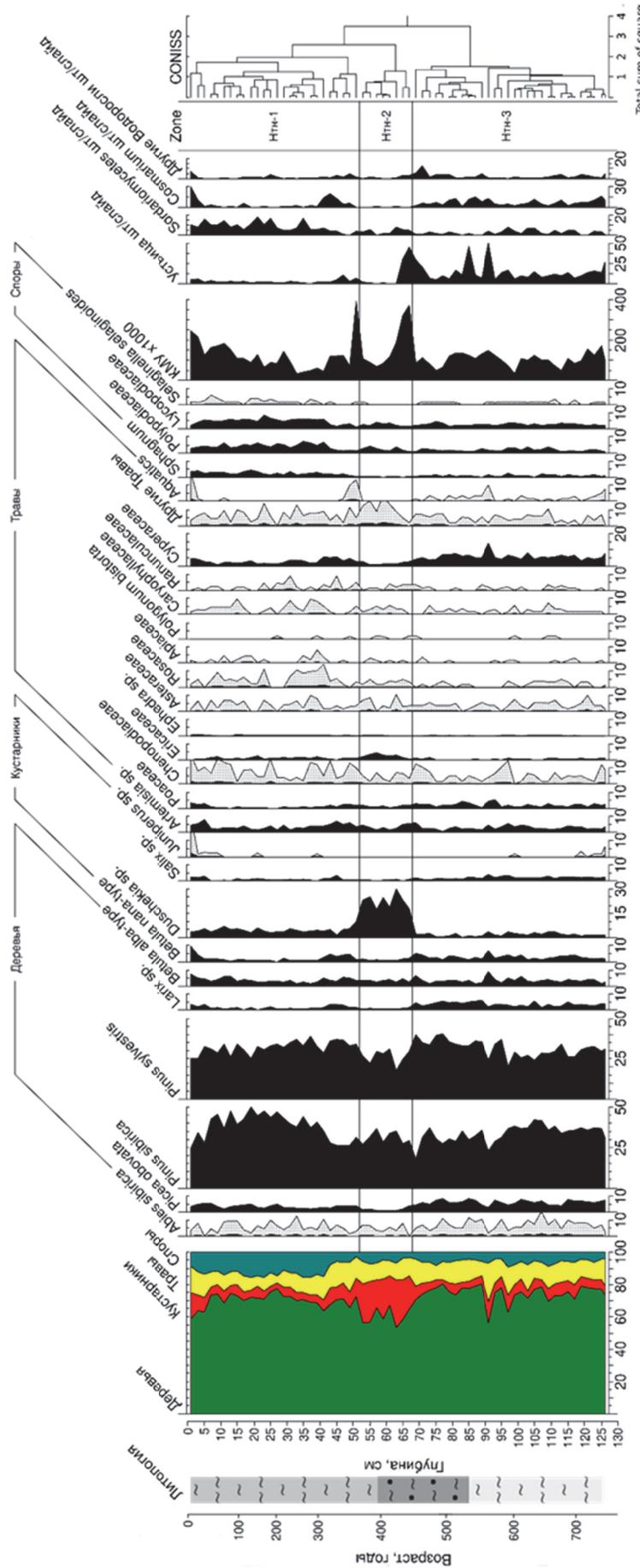


Рис. 3. Споро-пыльцевая диаграмма донных отложений озера Номто-Нур

В левой части диаграммы представлен общий состав СПС, где зеленым цветом обозначена пыльца древесных растений, красным – кустарников, желтым – наземных трав, темнобирюзовым – споры папоротникообразных, сфагновых и зеленых мхов. Точечным узором выделены некоторые таксоны, которые увеличены в 10 раз

Fig. 3. Spore-pollen diagram of the Lake Nomto-Nur sediments

The left part of the diagram shows the general composition of the SPS, where arboreal pollen is indicated in green, shrub pollen in red, terrestrial herbs in yellow, and spores of ferns, sphagnum and green mosses in dark turquoise. Some taxa are highlighted with a dotted pattern, that means 10 times exaggeration

Состав СПС зоны Нтн-2 (68–52 см, ~ 420–350 л.н.) существенно отличается от состава СПС предыдущей зоны. В общем составе СПС значительно сократилось обилие пыльцы древесных (в среднем 60,17 %) и повысилось – кустарниковых растений (в среднем 23 %). В группе пыльцы древесных растений снизилось обилие пыльцы всех таксонов, исключая пыльцу березы, обилие которой почти не изменилось в сравнении с зоной Нтн-3. Особенно заметно снижение роли пыльцы лиственницы.

В группе пыльцы кустарников почти в три раза повысилось обилие пыльцы ольховника. В группе пыльцы травянистых растений следует отметить существенное снижение обилия пыльцы маревых, злаковых и осоковых и повышение – верескоцветных.

Содержание микрочастиц углей в СПС зоны Нтн-2 имеет пик на глубине 65 см. Этот пик концентрации микрочастиц углей совпадает с максимумом количества устьиц хвойных растений.

Еще один максимум микрочастиц углей отмечен на границе зон Нтн-2 и Нтн-1 (см. рис. 3).

В СПС зоны Нтн-1 (верхние 52 см, последние примерно 350 лет) соотношение пыльцы древесных, кустарниковых, травянистых и споровых растений снова изменяется по сравнению с их значениями в СПС предыдущей зоны. Возрастает доля полыни, розоцветных (*Rosaceae*) и гвоздичных (*Caryophyllaceae*). Доля споровых растений также повысилась.

Еще одной важной особенностью подзоны Нтн-1 стало постепенное увеличение количества копрофильных грибов *Sordariomycetes*.

Концентрация микрочастиц углей в отложениях зоны Нтн-1 почти в три раза возросла в сравнении с их концентрацией в СПС зоны Нтн-3. Параллельно увеличению количества микрочастиц углей наблюдается резкое снижение количества устьиц хвои лиственницы. Остатки водорослей рода *Cosmarium* имеют два хорошо выраженных максимума на глубине 52–40 см и 1–3 см, в целом же их количество также существенно уменьшилось в сравнении с зоной Нтн-3.

Торфяник Сенца.

На спорово-пыльцевой диаграмме торфяника Сенца выделены две локальные пыльцевые зоны: Снц-1 и Снц-2 (рис. 4), каждая из которых также разделена на две подзоны. Описание состава СПС приведено снизу вверх.

В СПС подзоны Снц-2b, (61–45 см, 4 720 л.н. – 1 800 л.н.), в общем составе преобладает пыльца древесных растений (в среднем 82 %). Среди пыльцы древесных растений доминирует пыльца сосны сибирской, сосны обыкновенной и ели сибирской. В группе пыльцы кустарниковых (в среднем 3,8 %) преобладает пыльца кустарниковой бересклета, ее сопутствует пыльца ольхи кустарниковой и ивы. Пыльцы

трав в СПС этой подзоны в среднем до 11,5 %. В основном это пыльца осоковых. Среди других таксонов выделяется пыльца астровых. В СПС подзоны Снц-2b отмечено максимальное для всего разреза количество устьиц хвойных растений (8 шт/слайд). Среди споровых растений доминируют плауновые, также присутствуют споры сфагнума и многоножковых (в среднем около 3 %). Концентрация микрочастиц углей не превышает в среднем 255 шт/см³.

В СПС подзоны Снц-2a (45–30 см, несколько древнее 1800 л.н. – около 620 л.н.) отмечено снижение доли пыльцы ели, пихты и сосны обыкновенной. При этом повысилось обилие пыльцы сосны сибирской. В целом в общем составе СПС подзоны Снц-2a заметно снижается процентное содержание пыльцы древесных растений (в среднем до 72 %). Доля пыльцы кустарников почти не изменилась по сравнению с их содержанием в СПС подзоны Снц-2b. Обилие пыльцы трав возрастает за счет увеличения количества пыльцы осоковых. Постоянно отмечается пыльца астровых, тогда как пыльца злаковых появляется лишь в верхних СПС подзоны. Относительное обилие спор повысилось до 3,6 %.

Концентрация микрочастиц углей в отложениях подзоны Снц-2a незначительна, не превышая 125 шт/см³. Также в отложениях подзоны практически отсутствуют устьица хвои, за исключением их появления на глубине 44 см и 32 см от поверхности керна.

В СПС подзоны Снц-1b (30–10 см, 620–210 л.н.) существенно снижается доля пыльцы древесной растительности (в среднем до 54 %). Относительное обилие пыльцы кустарников в подзоне Снц-1b также стало значительно ниже, чем в подзоне Снц-2a, и составило в среднем 1,3 %.

Содержание пыльцы осоковых возрастает в несколько раз, достигая максимальных значений для всего разреза. В СПС подзоны Снц-1b постоянно присутствуют споры сфагновых мхов, плаунов, папоротников, составляя в среднем 2,5 % от общего состава пыльцы и спор в СПС.

Также выявлено высокое содержание копрофильных грибов рода *Sordaria*.

Количество устьиц хвои древесных растений по-прежнему низкое. Концентрация микрочастиц углей значительно возрастает в сравнении с нижними горизонтами (в среднем 2 218 шт/см³). Максимальный пик их концентрации для отложений всего керна отмечается у основания этой подзоны.

В подзоне Снц-1a (10 см – 0 см керна, примерно 210 л.н.) доля пыльцы древесной растительности в СПС нижней части подзоны относительно высокая. Однако затем она снижается к верхним горизонтам керна, в основном за счет изменения доли пыльцы обеих сосен.

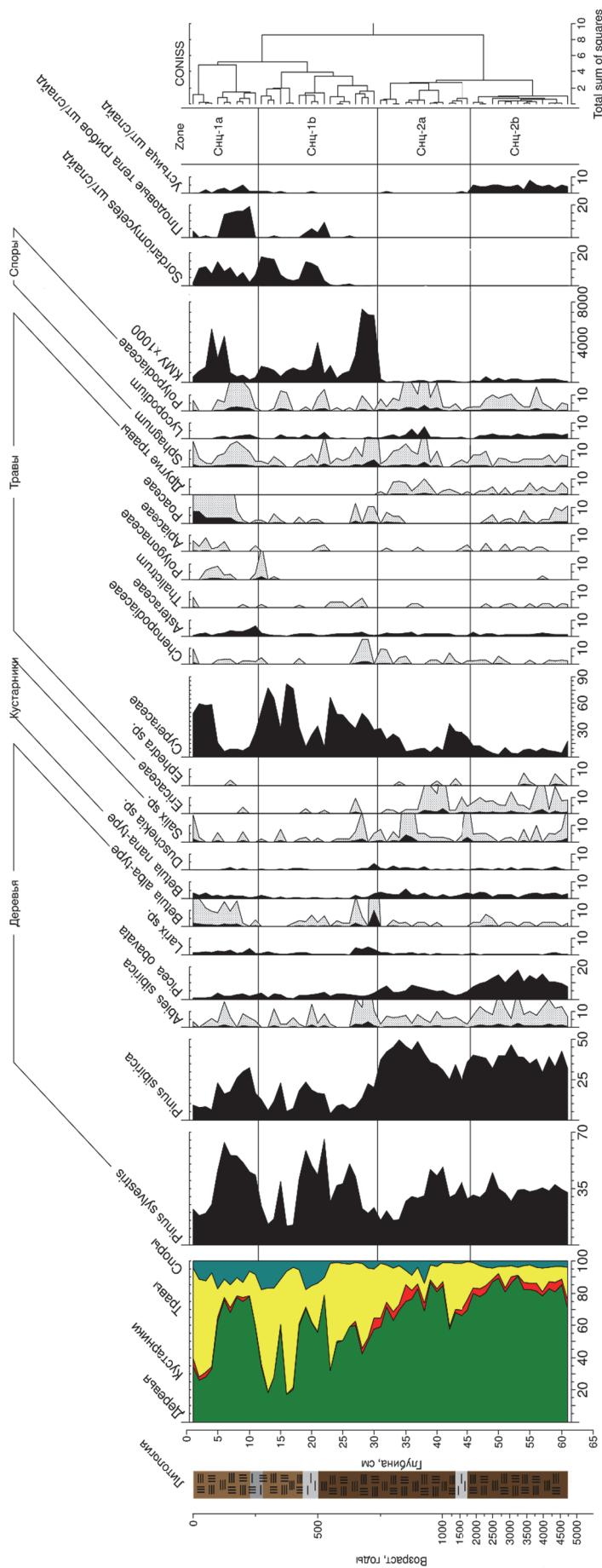


Рис. 4. Стартово-прыговая диаграмма топографа из долины реки Сенна

Обозначения цветовой гаммы левой части диаграммы общего состава СПС соответствует таковому на рис. 3. Точечным узором выделены некоторые таксоны, кривые которых были увеличены в 10 раз для наглядности результатов

Fig. 4. Spore-pollen diagram of a peat bog from the Senza river valley

The designations of the colors of the left part of the diagram in the SPS general composition correspond to those in fig. 3. Some taxa are highlighted by a dotted pattern. Their curves were exaggerated at 10 times for easier visual perception

Также возрастает роль берески, и ее кривая становится ровнее. Увеличивается обилие пыльцы кустарников (в среднем до 7,23 %) за счет пыльцы кустарниковой берески. В группе пыльцы травянистой растительности повысилось обилие пыльцы астровых и злаковых. Более значительным становится присутствие пыльцы других трав в сравнении с СПС подзон Снц-2а и Снц-1б. В СПС основания подзоны снижается обилие пыльцы осоковых, постепенно затем повышаясь в СПС верхних горизонтов керна.

Непыльцевые палиноморфы изменяются незначительно, однако можно отметить резкое и обильное проявление остатков плодовых тел грибов в керне на глубине 10–5 см от его поверхности. В сравнении с подzonами Снц-2а и Снц-1б увеличивается количество устьиц хвои высших растений. Концентрация микроуглей по-прежнему высокая, в среднем 1 812 шт./см³.

Результаты измерения МВ в керне из отложений оз. Номто-Нур показывают, что значения МВ почти не изменяются в интервале 127–76 см от поверхности керна (рис. 5.). Однако в интервале 58–76 см фиксируется их резкое и многократное повышение от 100 до 480 ед. СИ [Щетников и др., 2016].

Обсуждение и интерпретация результатов

Оз. Номто-Нур.

Результаты палинологического анализа отложений из керна оз. Номто-Нур позволили реконструировать последовательность палеоэкологических событий в долине р. Сенца, где находится озеро, за последние несколько столетий позднего голоцен. Опираясь для этих отложений расчетными значениями возраста границ выделенных пыльцевых зон и подзон, мы предлагаем принимать эти значения как условные, дающие лишь приблизительные представления о возможном времени реконструируемых палеогеографических событий.

Состав СПС зоны Нтн-3, ок. 700–450 л.н., позволяет реконструировать господство лиственничных лесов в средней части долины реки Сенца. Особенности распространения пыльцы ели [Bezrukova et al., 2005] предполагают существование еловых лесов ленточного типа в долине р. Сенца и долинах ее притоков. Поскольку в периоды высоких весенних половодий вода из реки начинает поступать в оз. Номто-Нур, то она может приносить пыльцу ели в воды озера, которая затем аккумулируется в его донных отложениях. Низкое обилие в СПС этой зоны пыльцы обеих сосен и берески древовидной, с учетом способности их пыльцы разлетаться с ветровыми потоками на очень значительные расстояния [Ma et al., 2008;

Luo et al., 2009], и отражающей обычно региональную растительность [Новенко и др., 2017], позволяет утверждать, что обе сосны и береска, как и в настоящее время, не произрастали в локальной растительности котловины озера, но играли важную роль в составе региональной лесной растительности. Сумма изложенных данных позволяет реконструировать умеренно-холодный и влажный климат, близкий к современному.

Согласно возрастной модели, ок. 700–450 л.н. берега озера были заболочены, о чем свидетельствует высокое обилие пыльцы осок и ивы. В озере в это время существовали спокойные условия, благоприятные для развития десмидиевых водорослей рода *Cosmarium*, характерных для фитопланктона медленно текущих рек, озер, сфагновых обитаний [Sharma et al., 2007]. Состав пыльцы трав позволяет реконструировать широкое распространение в долине реки и вокруг озера полынно-злаково-разнотравных группировок лугово-степного облика на хорошо прогреваемых повышенных местах обитания в теплые летние сезоны.

Значения МВ показывают, что ок. 700–450 л.н. в озере существовал относительно спокойный режим осадконакопления. Однако в интервале глубин 58–76 см (в среднем ок. 430 л.н., зона Нтн-2) резкое и многократное повышение значений МВ означает значительный, скорее всего, катастрофический привнос в озеро терригенных отложений, вероятно, в результате паводка/серии паводков. Однако маловероятно, что вода размыла отложения, насыщенные именно пыльцой ольховника. Мы предлагаем такой сценарий изменения природных условий на исследуемом участке долины р. Сенца. Паводок или серия паводков повысили уровень воды в озере, приведя к расширению площади его поверхности и, соответственно, изменению береговой линии оз. Номто-Нур. В таком случае заросли ольховника, которые и сегодня на многих участках берега озера и поймы р. Сенца растут у линии воды, могли быть подтоплены или оказались непосредственно у уреза воды. Тогда, в сезон(-ы) цветения ольховника гораздо большее, чем ранее, количество его пыльцы могло оседать на поверхности воды в озере, попадая затем в его донные отложения. После прекращения интервала экстремальных паводков уровень озера понизился, заросли ольховника могли снова оказаться дальше от берега, что снизило количество поступавшей на поверхность озера пыльцы.

Результаты измерения МВ для отложений, формировавшихся позднее расчетных 430 л.н., свидетельствуют о том, что значительных паводковых в это время событий не было, и процесс осадконакопления

в оз. Номто-Нур снова проходил в относительно спокойном режиме озерной седиментации.

В локальной растительности позднее 430 лет (Нтн-1) продолжали преобладать лиственничные леса, долинные ельники. Вблизи береговой линии озера существовали ивовые и ольховниковые кустарниковые группировки. Несколько повышенные содержания пыльцы лугово-степного разнотравья (см. рис. 3) предполагают более широкое, чем ранее, распространение открытых обитаний. Изреживание локальной лесной растительности подтверждается и резким снижением количества устьиц хвои лиственницы.

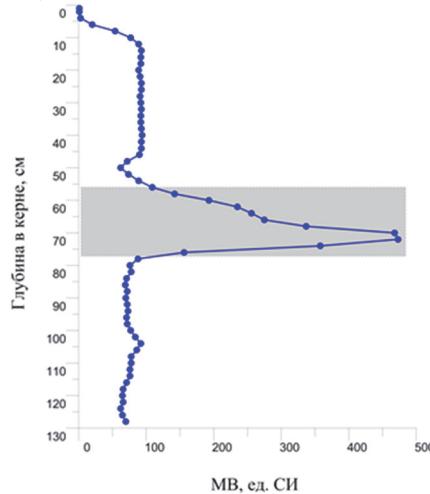


Рис. 5. Изменение магнитной восприимчивости отложений оз. Номто-Нур

Fig. 5. Changes in the magnetic susceptibility of the Nomto-Nur Lake sediments

Сокращение обилия пыльцы осок одновременно с повышением обилия пыльцы верескоцветных и спор сфагnuma, предпочитающих мезо- или олиготрофные болотные обитания [Валуцкий, 2008], позволяет реконструировать снижение уровня грунтовых вод в долине реки Сенца, что согласуется с отсутствием значительных паводковых явлений во время аккумуляции верхних 52 см.

Пыльцевая запись торфяных отложений из долины реки Сенца отражает значительные изменения в структуре ландшафтов и составе растительности средней части долины р. Сенца за последние 4700 лет. Возрастную модель для разреза Сенца также следует рассматривать только как расчетную, применяемую для относительного датирования реконструированных событий. На спорово-пыльцевой диаграмме на основе изменения таксономического состава пыльцевых и непыльцевых палиноморф выделены две пыльцевые зоны, каждая из которых делится на две подзоны. Эти подзоны соответствуют

четырем этапам изменения природной среды в исследуемом районе.

На протяжении формирования отложений подзоны Снц-2б на месте торфяника существовал мелкий озерный водоем или старица, в котором накапливались серовато-коричневые глины. В долине реки Сенца преобладала лесная растительность, в составе которой доминировали еловые долинные леса с лиственницей. Высокое обилие пыльцы обеих сосен и постоянное присутствие пыльцы пихты могут означать их более близкое, чем сегодня, нахождение, что могло быть связано с более высоким положением их верхней границы в горах Восточного Саяна. В локальной растительности вблизи торфяника преобладали лиственничные леса, возможно, с участием сосны кедровой и с подлеском из кустарниковых бересок, ивы. Максимальные содержания устьиц хвои лиственницы в отложениях этого временного интервала свидетельствуют о ее произрастании в непосредственной близости от точки отбора торфа.

Состав реконструированной растительности предполагает существование умеренно-холодного и влажного климата, который не был благоприятен для возникновения интенсивных пожаров, о чем свидетельствуют минимальные концентрации микрочастиц угля (см. рис. 4). Наряду с климатическими условиями, возможно, что и отсутствие в этот интервал времени в долине р. Сенца человека также было благоприятным фактором для существования лесной растительности.

Во время формирования СПС подзоны Снц-2а реконструировано существенное снижение обилия пыльцы ели. Одновременное расширение травяно-кустарниковой растительности из бересок, ивы, сфагново-осоковых ассоциаций предполагает развитие процесса заболачивания в долине реки, что могло быть важной причиной гибели долинных ельников, которые не выносят застойного увлажнения.

Предполагается, что заболачивание могло быть вызвано активизацией новейшей вулканической деятельности на Окинском плато. Наиболее молодая фаза активизации вулканической началась около 1600 л.н. Наиболее сильные извержения молодой фазы произошли 1600–800 л.н. [Ivanov et al., 2011; Аржанников и др., 2013; Shchetnikov et al., 2019]. Согласно имеющимся датам, для разреза Сенца начало процесса заболачивания в районе исследуемого разреза началось несколько ранее 1000 л.н., что не противоречит результатам о времени подпруживания р. Сенца. Активизация вулканов могла привести к образованию лавово-подпрудного оз. Зун-Ужэргей, соответственно, к подтоплению устья р. Сенца, повышению ее местного базиса эрозии. Возможно, это и привело к формированию застойного гидрологиче-

ского режима в нижней части долины реки, заболачиванию и заозериванию ее днища [Щетников и др., 2016] и, в частности, формированию тонкого прослоя глинистого материала в торфянике Сенца на глубине 43–45 см от поверхности торфяника.

Самый молодой этап развития природной среды в долине р. Сенца согласно расчетному возрасту мог начаться около 700–650 л.н., т.е. после завершения активной фазы вулканизма на Окинском плато [Shchetnikov et al., 2019].

Смена цвета торфа в разрезе на глубине 30–32 см (Снц-1б) с темно-коричневого с налетом ожелезнения на менее темный без следов ожелезнения, а также резкое изменение процентного содержания палиноморф предполагают наличие перерыва в осадконакоплении около 700 л.н. Возможно, причиной перерыва могло стать наводнение, нарушившее непрерывное накопление торфяной толщи. После перерыва в районе изученного разреза преобладала лиственничная тайга (Снц-1а) с небольшим участием ели по долине реки. В травяном покрове болота/заболоченного луга доминировали злаково-осоковые группировки.

Появление значительного количества микрочастиц углей в осадках зоны Снц-1 может, с одной стороны, свидетельствовать о потеплении климата, развитии густой растительности, являющейся основой для горения и, соответственно, возникновении пожаров в долине реки, нарушении растительности, активизации эрозионно обусловленного плоскостного смыва непыльцевых палиноморф. С другой стороны, по данным археологических исследований, люди появились в горных районах Восточного Саяна уже в эпоху неолита. На этой территории в разное время жили самоедские и тюркоязычные народы, которые активно использовали лесную и подгольцовую зоны для выпаса скота. Возможно, пожары в это время имели антропогенный характер [Народы России..., 2008]. Антропогенно обусловленный характер пожарных событий в последние примерно 300–200 лет получает косвенное подтверждение и в облике реконструируемой травянистой растительности. В ее составе значительное распространение получили степные ассоциации из маревых, гречишных, сложноцветных растений, обычно рассматриваемых в качестве индикаторов антропогенной нарушенности растительности [Насонова и др., 2019]. Проверка возможных причин возникновения пожарных явлений в позднейший этап формирования торфяника требует дальнейших исследований.

Постоянное присутствие в СПС верхних слоев торфяника (верхние 23 см, моложе 600 л.н.) спор ко-профильных грибов рода сордариевых может свидетельствовать о присутствии в долине р. Сенца травоядных животных, подтверждая наше предположение

о существовании в это время в долине р. Сенца племен коренных народов, занимавшихся, как и в настоящее время, скотоводством.

Заключение

Полученная палеогеографическая информация позволяет сделать следующие выводы об истории растительности, климата и природной среды Окинского плато за последние 4700 лет.

В среднем течении долины р. Сенца, где расположена изученный разрез торфяных отложений, ок. 4700–1700 л.н. были широко развиты лиственничные и долинные еловые леса. На месте болотного массива существовал озерный водоем или старица, берега которых начинали заболачиваться и зарастать вересковыми и осоковыми группировками. Позднее, ок. 1700–700 (650) л.н., на месте разреза сформировалось осоковое болото. Предполагается, что заболачивание было вызвано активизацией новейшей вулканической деятельности на Окинском плато. Вероятно, что ок. 700 (650) л.н. произошло быстрое по времени событие, например наводнение, которое привело к размыву торфа и гибели долинных еловых группировок. В результате на протяжении последних примерно 700 лет в районе преобладала лиственничная тайга с небольшим участием ели по долине реки.

Реконструированной особенностью растительности в среднем течении долины реки Сенца за последние 4700 лет является постепенное снижение доли древесной растительности за счет сокращения площадей или изреживания лиственничных и еловых древостоев. Состав реконструированной растительности предполагает существование умеренно-холодного и влажного климата, который не был благоприятен для возникновения интенсивных пожаров в интервале времени от 4700 до 600 л.н. Наряду с климатическими условиями, возможно, и отсутствие в этот интервал времени в долине р. Сенца человека также было благоприятным фактором для лесной растительности.

Основной причиной реконструированных изменений в составе растительности долины р. Сенца за последние 4700 лет могла быть перестройка гидрологического режима реки, обусловленная вулканической деятельностью, что приводило к изменению уровня воды в реке, периодическому подтоплению поймы, развитию болотообразовательных и озерных процессов. Изменения регионального климата, по-видимому, имели второстепенное значение в изменении состава растительности района.

Пойменное оз. Номто-Нур, гидрологически тесно связанное с р. Сенца, образовалось около 750 л.н.

Учитывая погрешности метода датирования, возможно, что к его образованию привело событие (наводнение), которое было причиной размытия изученного нами торфяника Сенца, образования перерыва в его осадконакоплении, а также гибели большей части долинных еловых группировок ок. 700 л.н. Более позднее наводнение, отмеченное по пику пыльцы ольховника в отложениях оз. Номто-Нур ок. 430–400 л.н., могло привести к развитию в долине р. Сенца переувлажненных осоковых болот с открытой водой в это время.

Повышенные содержания микрочастиц углей в последние примерно 450–600 лет в отложениях оз. Номто-Нур и торфяника Сенца, скорее всего, свидетельствуют о повышенной антропогенной нагрузке на экосистему долины реки. Постоянное присутствие в отложениях обоих изученных разрезов спор копрофитных грибов в последние несколько столетий может служить подтверждением антропогенной нагрузки со стороны обитавших здесь племен коренных народов. Эти племена, как и в настоящее время, могли заниматься скотоводством.

Список источников

- Аржанников С.Г., Иванов А.В., Аржанникова А.В., Демонтерова Е.И., Орлова Л.А., Пигати Д. Этапы формирования Жомболокского лавового поля (Восточный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск : Изд-во Института земной коры СО РАН, 2013. С. 22–24.
- Бобров А.Е., Куприянова Л.А., Литвинцева М.В., Тарасевич В.Ф. Споры папоротникообразных и пыльца голосеменных и однодольных растений флоры Европейской части СССР. Л. : Наука, 1983. 208 с.
- Валуцкий В.И. Болотная растительность южной части Сибири и ее отражение на среднемасштабной карте // Turczaninowia. 2008. № 11 (4). С. 106–128.
- Выркин В.Б., Шеховцов А.И., Белозерцева И.А., Алёшина И.Н., Захаров В.В., Кичигина Н.В., Черкашина А.А. Современное состояние ландшафтov Окинской котловины (Восточный Саян) // География и природные ресурсы. 2012. № 4. С. 98–107.
- Куприянова Л.А., Алёшина Л.А. Пыльца двудольных растений флоры Европейской части СССР. Л. : Наука, 1978. 184 с.
- Насонова Э.Д., Рябогина Н.Е., Афонин А.С., Иванов С.Н., Ткачев А.А. Растительность и климат междуречья Исети и Тобола от энеолита до раннего железного века: новые палеоэкологические данные торфяника Оськино-09 // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2019. № 4 (47). doi: 10.20874/2071-0437-2019-47-4-2
- Народы России: Атлас культур и религий / А.П. Притворов ; под ред. В.А. Тишков, А.В. Журавский [и др.]. М., 2008. 320 с.
- Новенко Е.Ю., Мазей Н.Г., Зерницкая В.П. Рецентные спорово-пыльцевые спектры заповедных территорий европейской части России как ключ к интерпретации результатов палеоэкологических исследований // Nature Conservation Research. Заповедная наука. 2017. Т. 2, № 2. С. 55–65.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Иркутская область и западная часть Бурятской АССР. Л. : Гидрометеоиздат, 1991. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1–6, вып. 22. 605 с.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах / под ред. Е.В. Рухиной. Л. : Недра, 1969. 703 с.
- Щетников А.А., Безрукова Е.В., Филинов И.А., Иванов Е.В., Кербер Е.В. Озерный морфолитогенез в Долине вулканов (Восточный Саян) // География и природные ресурсы. 2016. № 3. С. 37–48. doi: 10.21782/GiPR0206-1619-2016-3(37-48)
- Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen analysis and pollen diagrams // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. New York, 1986. P. 455–484.
- Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orplova L.A., Danko L.V. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // Quaternary International. 2005. V. 136. P. 18–32.
- Bronk Ramsey C. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program // Radiocarbon. 1995. V. 37 (2). P. 425–430.
- Grimm E.C. Tilia 1.7.16 Software. Springfield, IL: Illinois State Museum. Research and Collection Center, 2011. URL: <http://intra.museum.state.il.us/pub/grimmtilia/>
- Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demonterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A. Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // Bull. Volcanol. 2011. V. 73. P. 1279–1294.
- Luo C.X., Zheng Z., Tarasov P., Pan A.D., Huang K.Y., Beaudouin, C., An F.Z. Characteristics of the modern pollen distribution and their relationship to vegetation in the Xinjiang region, northwestern China // Review of Palaeobotany and Palynology. 2009. V. 153. P. 282–295. doi: 10.1016/j.revpalbo.2008.08.007
- Ma Y.Z., Liu K.B., Feng Z.D., Sang Y.L., Wang W., Sun A.Z. A survey of modern pollen and vegetation along a south–north transect in Mongolia // Journal of Biogeography. 2008. V. 35. P. 1512–1532. doi: 10.1111/j.1365-2699.2007.01871.x
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. Pollen analysis. Second edition. Blackwell Scientific Publications, 1991. 216 p.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Hajdas L., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., Van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 55. P. 1869–1887.
- Sharma C., Chauhan M.S., Sinha R. Studies on Holocene climatic changes from Priyadarshini Lake sediments, East Antarctica: The palynological evidence // Journal of the Geological Society of India. 2007. V. 69 (1). P. 92–96.
- Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial to Holocene volcanism of Jom-Bolok Valley (East Sayan Mountains, Siberia) recorded by microtephra layers of the Lake Kaskadnoe-1 sediments // Journal of Asian Earth Sciences. 2019. V. 173. P. 291–303.

References

- Arzhannikov S.G., Ivanov A.V., Arzhannikova A.V., Demontterova E.I., Orlova L.A., Pigati D. *Etapy formirovaniya Zhombolokskogo lavovogo polya (Vostochnyy Sayan)* [Stages of formation of the Zhombolok lava field (Eastern Sayan)] [Stages of formation of the Zhombolok lava field (Eastern Sayan)] // Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa. Irkutsk: Izd-vo Instituta zemnoy kory SO RAN. 2013. pp. 22–24. In Russian
- Bobrov A.E., Kupriyanova L.A., Litvintseva M.V., Tarasevich V.F. *Spory paporotnikoobraznykh i pyl'tsa golosemennykh i odnodol'nykh rasteniy flory Evropeyskoy chasti SSSR* [Spores of ferns and pollen of gymnosperms and monocots of the flora of the European part of the USSR] / L.A. Kupriyanova. Leningrad: Nauka, 1983. 208 p. In Russian
- Valutskiy V.I. *Boletnaya rastitel'nost' yuzhnay chasti Sibiri i ee otrazhenie na srednemasshtabnoy karte* [Swamp vegetation of the southern part of Siberia and its reflection on a medium-scale map] // Turczaninowia. 2008. No. 11 (4). pp. 106–128. In Russian
- Vyrkin V.B., Shekhovtsov A.I., Belozertseva I.A., Aleshina I.N., Zakharov V.V., Kichigina N.V., Cherkashina A.A. *Sovremennoe sostoyanie landshaftov Okinskoy kotloviny (Vostochnyy Sayan)* [The current state of the landscapes of the Oka basin (Eastern Sayan)] // *Geografiya i prirodnye resursy* [Geography and natural resources]. 2012. No. 4. pp. 98–107. In Russian
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. *Pyl'tsa dvudol'nykh rasteniy flory Evropeyskoy chasti SSSR* [Pollen of dicotyledonous plants of the flora of the European part of the USSR] / L.A. Kupriyanova. Leningrad: Nauka, 1978. 184 p. In Russian
- Nasonova E.D., Ryabogina N.E., Afonin A.S., Ivanov S.N., Tkachev A.A. *Rastitel'nost' i klimat mezdurech'ya Iseti i Tobola ot eneolita do rannego zheleznoy veka: novye paleoekologicheskie dannye torfyaniaka Os'kino-09* [Vegetation and climate of the Iset-Tobol interfluve from the Eneolithic to the Early Iron Age: new paleoecological data from the Oskino-09 peat bog] // *Vestnik arkeologii, antropologii i etnografii* [Bulletin of archeology, anthropology and ethnography]. 2019. No. 4 (47). doi: 10.20874/2071-0437-2019-47-4-2. In Russian
- Narody Rossii: Atlas kul'tur i religiy* [Peoples of Russia: Atlas of Cultures and Religions] / A.P. Pritvorov; pod red. V.A. Tishkov, A.V. Zhuravskiy [i dr.]. Moscow, 2008. 320 p. In Russian
- Novenko E.Yu., Mazey N.G., Zernitskaya V.P. *Retsentye sporovo-pyl'tsevye spektry zapovednykh territoriy evropeyskoy chasti Rossii kak klyuch k interpretatsii rezul'tatov paleoekologicheskikh issledovanii* [Recent spore-pollen spectra of protected areas of the European part of Russia as a key to interpreting the results of paleoecological studies] // Nature Conservation Research. Zapovednaya nauka. 2017. V. 2, No. 2. pp. 55–65. In Russian
- Nauchno-prikladnoy spravochnik po klimatu SSSR. Irkutskaya oblast' i zapadnaya chast' Buryatskoy ASSR.* [Scientific and applied reference book on the climate of the USSR. Irkutsk region and the western part of the Buryat Autonomous Soviet Socialist Republic] Leningrad: Gidrometeoizdat. 1991. Seriya 3. Mnogoletnie dannye. Ch. 1–6. Vyp. 22. 605 p. In Russian
- Rukhin L.B. *Osnovy litologii. Uchenie ob osadochnykh porodakh* [Fundamentals of lithology. The doctrine of sedimentary rocks] / Pod red. doktora geologo-mineralogicheskikh nauk E.V. Pukhinoy. Leningrad: Nedra. 1969. 703 p.
- Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Filinov I.A., Ivanov E.V., Kerber E.V. *Ozernyy morfolitogeneticheskii v Doline vulkanov (Vostochnyy Sayan)* [Lacustrine morpholithogenesis in the Valley of Volcanoes (Eastern Sayan)] // *Geografiya i prirodnye resursy*. 2016. No. 3. pp. 37–48. doi: 10.21782/GIPR0206-1619-2016-3(37-48). In Russian
- Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen analysis and pollen diagrams // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology / B.E. Berglund. Interscience. New York, 1986. pp. 455–484.
- Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orplova L.A., Danko L.V. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // Quaternary International. 2005. V. 136. pp. 18–32.
- Bronk Ramsey C. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program // Radiocarbon. 1995. V. 37 (2). pp. 425–430.
- Grimm E.C. *Tilia* 1.7.16 Software. Springfield, IL: Illinois State Museum. Research and Collection Center, 2011. URL: <http://intra.museum.state.il.us/pub/grimmtilia/>
- Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demontterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A. Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // Bull. Volcanol. 2011. V. 73. pp. 1279–1294.
- Luo C.X., Zheng Z., Tarasov P., Pan A.D., Huang K.Y., Beaudouin, C., An F.Z. Characteristics of the modern pollen distribution and their relationship to vegetation in the Xinjiang region, northwestern China // Review of Palaeobotany and Palynology. 2009. V. 153. pp. 282–295. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2008.08.007>
- Ma Y.Z., Liu K.B., Feng Z.D., Sang Y.L., Wang W., Sun A.Z. A survey of modern pollen and vegetation along a south–north transect in Mongolia // Journal of Biogeography. 2008. V. 35. pp. 1512–1532. doi: 10.1111/j.1365-2699.2007.01871.x
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. Pollen analysis. Second edition. Blackwell Scientific Publications. 1991. 216 p.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., Van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 55. pp. 1869–1887.
- Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial to Holocene volcanism of Jom-Bolok Valley (East Sayan Mountains, Siberia) recorded by microtephra layers of the Lake Kaskadnoe-1 sediments // Journal of Asian Earth sciences. 2019. V. 173. pp. 291–303.

Информация об авторах:

Волчатова Е.В., младший научный сотрудник, лаборатория 24, Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: volchatova@igc.irk.ru

Безрукова Е.В., доктор географических наук, главный научный сотрудник, лаборатория 24, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия; Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия.

E-mail: bezrukova@igc.irk.ru

Кулагина Н.В., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.
E-mail: kulagina@crust.irk.ru

Решетова С.А., кандидат географических наук, научный сотрудник, лаборатория 24, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.
E-mail: srescht@mail.ru

Щетников А.А., кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия.
E-mail: shch@crust.irk.ru

Крайнов М.А., кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия;
E-mail: susel_usel@mail.ru

Филинов И.А., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия.
E-mail: filinov@crust.irk.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Volchatova E.V., Junior Researcher, Laboratory 24, Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia.
E-mail: volchatova@igc.irk.ru

Bezrukova E.V., Dr. Sci. (Geography), Chief Researcher, Laboratory 24, Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia; Irkutsk scientific center, SB RAS, Irkutsk, Russia.
E-mail: bezrukova@igc.irk.ru

Kulagina N.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia; Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia.
E-mail: kulagina@crust.irk.ru

Reshetova S.A., Cand. Sci. (Geography), Researcher, Laboratory 24, Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia.
E-mail: srescht@mail.ru

Shchetnikov A.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia; Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia.
E-mail: shch@crust.irk.ru

Kraynov M.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Researcher, Laboratory 24, Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia.
E-mail: susel_usel@mail.ru

Filinov I.A., Cand. Sci.(Geol.-Miner.), Senior Researcher, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia.
E-mail: filinov@crust.irk.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 18.04.2022; одобрена после рецензирования 05.10.2023; принята к публикации 18.03.2024

The article was submitted 18.04.2022; approved after reviewing 05.10.2023; accepted for publication 18.03.2024

Научная статья

УДК 563.12:551.781(571.1)

doi: 10.17223/25421379/30/5

БИОСТРАТИГРАФИЯ И ФОРАМИНИФЕРЫ ОЛИГОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Вера Михайловна Подобина



Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, podobina@ggf.tsu.ru

Аннотация. На основании микропалеонтологических исследований установлен среднеолигоценовый (рюпельский) возраст тавдинской свиты (горизонта) Западной Сибири. В свите установлена зона фораминифер с *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum*. Между тавдинским и нижележащим нюрольским горизонтами предполагается перерыв в осадконакоплении, соответствующий раннему олигоцену латдорфского века.

Ключевые слова: фораминиферы, тавдинская свита, рюпельский ярус, Западная Сибирь

Для цитирования: Подобина В.М. Биостратиграфия и фораминиферы олигоцена Западной Сибири // Геосферные исследования. 2024. № 1. С. 74–89. doi: 10.17223/25421379/30/5

Original article
doi: 10.17223/25421379/30/5

FORAMINIFERAL BIOSTRATIGRAPHY ON OLIGOCENE OF WESTERN SIBERIA

Vera M. Podobina

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia, podobina@ggf.tsu.ru

Abstract. Tavdinskaya suite and such name horizon including foraminiferal zone *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum*. This zone have been dated by author as middle Oligocene or Rupelian age. Benthic and planctic calcareous Foraminifera there are in this zone. Assemblage of planctic Foraminifera have included such characteristic species as *Globigerina ampliapertura* Bolli, *G. officinalis* Subbotina *praesentata* Podobina and others instead *G. tapuriensis* Blow et Banner and *G. officinalis* Subbotina which have been showed in Regional Stratigraphic Sheme 2001. The first species (*G. tapuriensis*) is characteristic for lower Oligocene (Latdorfian stage), the second one have known in upper Eocene of West Siberian and other regions. The Rupelian age of Tavdinskaya suite have based on findings of several characteristic Foraminifera which spreding on this level in Europe, South-Eastern of USA and Atlantic ocean. In specimens from Boom formation (Stratotype of Rupelian in Belgium) the Foraminifera have been picked out by author. These Foraminifera are similar in systematic composition to West Siberian ones from Tavdinskaya suite. The boundary between Eocene and Oligocene (between Njurolskaya and Tavdinskaya suites) have been established on the base of different foraminiferal systematic composition and lithology of these suites. Also tectonic movements and paleogeographic events have been took into account on this boundary.

In the sections of Southern Europe, Middle Asia, USA and Atlantic the lower Oligocene (or Latdorfian stage) and its foraminiferal planctic zone *Globigerina tapuriensis* have been established in these sections. The interruption in rock accommodation between these suites may be corresponded to Latdorfian age. On the base of factorial data Latdorfian stage must be restored as lower Oligocene. The Rupelian stage better return back on the former place (middle Oligocene).

Keywords: Foraminifera, Rupelian stage, Tavdinskaya suite, Western Siberia

For citation: Podobina V.M. (2024) Foraminiferal biostratigraphy on Oligocene of Western Siberia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 74–89. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/30/5

Введение

Олигоценовые отложения Западной Сибири в отношении их биостратиграфии являются одним из спорных вопросов палеогена Западной Сибири. Особенno существенно разногласие мнений о ярусном делении олигоцена. Отмечается значительно разная

датировка возраста тавдинской свиты одноименного горизонта. По данным микрофауны ранее установлен раннеолигоценовый возраст этой свиты.

Сведения по микрофлоре, особенно диноцистам и диатомовым водорослям, совершенно противоположны. Геологические события, в том числе тектонические движения, способствовали формированию в

олигоценовых отложениях скрытых перерывов в осадконакоплении, которые ранее не учитывались. Однако известные факты по резкому изменению литологии и вмешаемой микрофауне между нюорольским и тавдинским горизонтами дали возможность установить скрытый перерыв между данными стратонами, предположительно соответствующий латдорфскому веку. В связи с этим встал вопрос о положении латдорфского яруса, незаслуженно упраздненного в стратиграфической схеме олигоцена. При этом недостаточно доказанным было принятие двухчленного деления олигоцена и соответствующих им двух ярусов: рюпельского (нижний) и хаттского (верхний) [Решение..., 1999]. Подобные ярусы установлены и в разрезе олигоцена Западной Сибири, но в вышележащих отложениях континентального генезиса: в атльском, новомихайловском и журавском горизонтах.

По данным изучения микрофауны в морских отложениях тавдинской свиты (горизонта) с учетом геологических событий появились совершенно другие представления о рюпельском возрасте этой части разреза. Кроме того, известно трехчленное деление олигоцена в некоторых странах Европы, а также в южных регионах: Карпатах, Крыму, на Кавказе, в Средней Азии, на юго-востоке США и юго-востоке Атлантики. Во всех этих разрезах по данным фораминифер установлены зональные подразделения по трем подотделам или соответствующим им ярусам (но без их названия). Данные среднего подотдела или соответствующего рюпельского яруса прослежены в тавдинской свите (горизонте) Западной Сибири. Особенно доказательными явились находки характерных планктонных фораминифер центрального, восточного и южного районов. Все эти сведения по микрофаяуне явились основой для установления трехчленного деления олигоцена с восстановлением упраздненного латдорфского яруса. В Западной Сибири, по-видимому, этот ярус выпадает из разреза и наблюдается перерыв в осадконакоплении.

Краткая история исследований

Тавдинская свита морского генезиса имеет широкое распространение в средней и южной частях Западной Сибири и состоит из оливково-зеленых, алевритистых, не опоковидных листоватых глин. Впервые свита была установлена А.К. Богдановичем в 1944 г. как тавдинские слои. Вопрос о возрасте тавдинской свиты является наиболее спорным, о чем известно из многих опубликованных работ. По материалам изучения фораминифер [Булатова и др., 1957; Фораминиферы..., 1964; Фрейман, 1969; Подобина, 1975, 1997, 1998, 2009, 2013а; 2020; Кисельман, 1978] и остракод [Любимова и др., 1960], возраст отложений

тавдинской свиты определен полностью или частично как олигоценовый. Палинологи [Лаухин, Кулькова, 1978], карнологи [Никитин, 1978], а также ряд других исследователей [Ахметьев и др., 2004] датируют возраст тавдинской свиты от среднего до верхнего эоценена включительно. Но прежде чем доказывать стратиграфическое положение данной свиты, дать ее литологическую и палеонтологическую характеристику, необходимо кратко остановиться на вопросе о расчленении олигоцена, положении его верхней и нижней границ в общей стратиграфической шкале.

Решением Палеогеновой комиссии МСК первоначально в мае 1999 г. на территории бывшего СССР установлены два подотдела олигоцена – нижний и верхний (затем они утверждены МГК), сопоставляемых, соответственно, с рюпельским и хаттским ярусами. Однако ранее по кокколитофоридам Е. Мартини и З. Рицковски [Martini, Ritzkowski, 1969] считали, что латдорфский ярус выделяется в нижнем олигоцене и его подошва совпадает с основанием зоны *Ericsonia subdisticha*.

Автор считает, что принятое двухъярусное деление олигоцена (рюпельский и хаттский) достаточно не аргументировано. Вопрос о латдорфском ярусе нижнего олигоцена должен быть снова детально изучен для его восстановления в стратиграфической шкале.

Чеганская свита, соответствующая в некоторой мере тавдинской свите, в Южном Зауралье [Геологические..., 1996] отнесена к верхнему эоцену. По данным [Ахметьев и др., 2004], тавдинская свита не может среднего эоценена и, по их мнению, это верхний подъярус бартонского яруса. В.М. Подобина не согласна с этими доводами, так как они недостаточно подтверждены фактическим материалом.

В пределах Западной Сибири по микрофаунистической характеристике и геологическим событиям автором тавдинская свита датирована средним олигоценом (рюпельский век). По унифицированной региональной стратиграфической схеме [Унифицированные..., 1981] тавдинская свита определена поздним эоценом – ранним олигоценом. Граница между эоценом и олигоценом рядом ученых была проведена примерно в средней части тавдинской свиты. Объяснением подобного решения являлось различное распространение микрофаяуны в разрезах свиты Зауралья и центрального района, где она первоначально изучалась. Позднее, как указывалось в [Ахметьев и др., 2004], датировали тавдинскую свиту средним эоценом (верхняя часть бартонского яруса). Их данные внесены в региональную стратиграфическую схему [Унифицированная..., 2001]. Сведения В.М. Подобиной отмечены в объяснительной записке к этой схеме как личное мнение.

Впервые в Зауралье Р.Х. Липман [Балахматова и др., 1955] в тавдинской свите установила комплекс

бентосных фораминифер с *Cibicides khanabadensis* раннеолиоценового возраста на основании сопоставления с аналогичными по возрасту фораминиферами чеганской свиты Тургайского прогиба, Северного Приаралья и других регионов. М.В. Ушакова [Булатова и др., 1957], изучавшая бентосные фораминиферы чеганской (тавдинской) свиты в центральном районе Западной Сибири, выделила комплекс с *Cribroelphidium rischtanicum* раннеолиценового возраста. По распространению эльфидий чеганская (тавдинская) свита М.В. Ушаковой подразделена на три зоны [Фораминиферы..., 1964]. Возраст этих зон и чеганского (тавдинского) горизонта определен М.В. Ушаковой как ранний олиоцен. Отложения с *Cribroelphidium rischtanicum* на совещании [Унифицированные..., 1981] выделены в лону *Brotzenella munda*. Под этим названием комплекс вошел в унифицированную региональную стратиграфическую схему [Унифицированные..., 1981] Западной Сибири. Вид *Brotzenella munda* (N. Bykova) B.M. Подобиной, переопределенный в *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), широко распространен в тавдинской свите Зауралья, в центральном, восточном районах и на юго-востоке [Подобина, 1997, 2009, 2020]. Впервые этот вид установлен в олиоцене Ж. Кушманом в США [Cushman, 1931]. В.М. Подобиной позднее комплекс, включающий этот вид, назван таковым с *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutonion decoratum* [Подобина, 1998]. Этот комплекс сопоставлен с олиоценовыми комплексами Северной Европы [Odrzywolska-Bienkova et al., 1978; Doppert, Neele, 1983], США [Cushman, McGlamery, 1942], а также Канады и прилегающей территории Арктики [Mc Neil, 1997].

В южных регионах Европы, в частности на территории Крыма, вид *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman) является видом-индексом для среднего олиоцена [Самойлова, 1947]. Для нижнего олиоцена Крыма, так же как и для аналогичных отложений Средней Азии, характерен вид-индекс *Lenticulina gerrmanni* (Andreae).

Н.Н. Субботиной [1960] обобщены сведения по распространению планктонных фораминифер в палеогене южных регионов бывшего Советского Союза. Из этой работы известно, что *Globigerina officinalis* Subbotina начинает свое существование в конце позднего эоцена и характерна для начала олиоцена. Следовательно, преимущественно раннеолиоценовый вид *Globigerina officinalis* Subbotina в Западной Сибири уже встречается в верхах нюрольского горизонта, а выше, в нижних слоях тавдинского горизонта, В.М. Подобиной [2020] установлен подвид этого вида *G. officinalis* Subbotina *praesentata* Podobina в комплексе планктонных фораминифер, известных в среднем олиоцене многих регионов, а также в разрезах Атлантики.

Остракоды, описанные из тавдинской свиты в [Любимова и др., 1960], также подтверждают данный возраст отложений, так как сопоставляются с олиоценовым комплексом остракод Средней Азии (сумкарские слои). Близость остракодовых комплексов тавдинской свиты и сумкарских слоев показана также И.А. Хохловой [Липман и др., 1960]. Приведенные данные указывают на олиоценовый (среднеолиоценовый) возраст тавдинской свиты (горизонта) Западной Сибири.

С.Б. Шацкий [1978] наглядно показал изменение физико-географических условий осадконакопления на границе нюрольского и тавдинского горизонтов, чем обусловлена резкая смена по разрезу литологии и микропалеонтологических данных. Следовательно, на территории Западной Сибири среднему олиоцену (рюпельскому ярусу), по автору, соответствует тавдинская свита, охарактеризованная в основном секреционно-известковыми бентосными и планктонными фораминиферами, а также остракодами [Подобина, 1988, 1997, 1998, 2009, 2020].

Результаты микрофаунистического анализа

Тавдинская свита (горизонт), датируемая автором по возрасту средним олиоценом или рюпельским веком, включает преимущественно секреционно-известковые фораминиферы и остракоды.

Наиболее характерен для рюпельского яруса комплекс планктонных фораминифер, встречаенный во многих разрезах Западной Сибири. Его составляют следующие виды: *Globorotalia kugleri* Bolli, *Paragloborotalia postcretacea* (Mjatliuk), *P. anguliofficinalis* (Blow), *Turborotalia perfecta* Podobina, *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace *gnaucki* Blow et Banner, *G. praebulloides* Blow, *G. galavisi* Bermudez *lucida* Podobina, *G. prasaepis* Blow. *G. hexagona* Natland, *G. angustumlblicata* Bolli, *G. ampliapertura* Bolli, *G. angiporoidea* Hornbrook, *G. senilis* Bandy, *G. venezuelana* Hedberg, *G. officinalis* Subbotina *praesentata* Podobina, *Globanomalina micra* (Cole), *G. barbadoensis* (Blow). Большинство из перечисленных видов распространены в олиоцене среднего подотдела. Преимущественно в среднем олиоцене известны *Globorotalia kugleri* Bolli, *Paragloborotalia postcretacea* (Mjatliuk), *P. anguliofficinalis* (Blow), *Globanomalina barbadoensis* (Blow), *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace *gnaucki* Blow et Banner, *G. ampliapertura* Bolli, *G. prasaepis* Blow, *G. officinalis* Subbotina *praesentata* Podobina.

Слои с олиоценовыми видами планктонных фораминифер Западной Сибири соответствуют зоне планктонных фораминифер [Berggren et al., 1995; Berggren,

Pearson, 2005] – *Turborotalia ampliapertura*, по Унифицированной региональной стратиграфической схеме [Унифицированная..., 2001] – общей зоне *Globigerina tapuruensis*, *G. officinalis*, что, по мнению автора, не является доказанным.

Ниже приводятся наиболее полные разрезы среднего олигоцена рюпельского яруса (тавдинская свита) из центрального и более обедненные – из восточных районов Западной Сибири.

Среднеолигоценовые отложения (тавдинская свита), по данным автора, установлены в центральном районе в четырех разрезах скв. 1, 2, 3, 4 бассейна меридионального течения р. Васюган (Западная партия) по находкам фораминифер комплекса с *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum*. Наиболее полно тавдинская свита изучена в разрезе скв. 1 (инт. 385,0–252,0 м). В образцах из нижней части указанного интервала (возможно, переходные слои или самые низы тавдинской свиты) встречены агглютинированные фораминиферы (гл. 385,0 м), а также секреционно-известковые бентосные и планктонные формы. Видовой состав следующий: *Psammospaera laevigata* White, *Labrospira* sp., *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), *Nonionellina oligocenica* (Cushman et McGlamery), *Elphidiella vergandia* Uschakova, *Paragloborotalia postcretacea* (Mjatliuk), *Globigerina officinalis* Subbotina *praesentata* Podobina, *Protoglobobulima coprolithoides* (Andreae).

Все указанные виды представлены единичными экземплярами. Несколько выше по разрезу (скв. 1, гл. 374,0 м) видовой состав комплекса разнообразнее: *Elphidiella vergandia* Uschakova, *E. nitida* Podobina, *Nonionellina oligocenica* (Cushman et McGlamery), *Paragloborotalia anguliofficinalis* Blow, *Turborotalia perfecta* Podobina, *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace, *G. praebulloides* Blow. По эльфидиидам и, в частности, виду *Elphidiella vergandia* Uschakova, слои выделены М.В. Ушаковой [Фораминиферы..., 1964] как одноименная зона, а автором [Подобина, 1997; 1998] – в качестве нижней подзоны зоны *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum*. По находкам вида *Elphidiella cosmica* Uschakova (гл. 352,0 м) слои, включающие представителей данного вида, относятся к средней подзоне *Cribroelphidium parainvolutum*, *Elphidiella cosmica* указанной зоны. В породах с гл. 282,0 м (скв. 1) обнаружен один из видов-индексов *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman) и характерный вид *Cribroelphidium perrarum* Uschakova (Палеот. табл. I, II). Слои с подобным видом эльфидиид соответствуют самой верхней подзоне *Cribroelphidium differensapertio*, установленной М.В. Ушаковой в объеме зоны в более верхних слоях тавдинской свиты [Фораминиферы..., 1964]. Все три

указанные подзоны, прослеживающиеся по эльфидиидам, автором объединены в одну выделенную в этой части разреза зону *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum* [Подобина, 1998, 2009, 2020].

В разрезе скв. 2 (Западная партия) среднеолигоценовые отложения вскрыты на глубине 359,0 м и значительно выше, в интервале 319,0–299,0 м. Они соответствуют зоне *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum*, установленной автором. По эльфидиидам отложения из интервала 319,0–299,0 м – верхняя подзона *Cribroelphidium differensapertio*. Вместе с фораминиферами встречены в разрезе скв. 2 (инт. 314,0–309,0 м) остракоды, определенные как *Clithocytheridea departa* Mand., *Cythereidea ex gr. nimia* Mand. et Robert., подтверждающие олигоценовый возраст вмещающих отложений [Любимова и др., 1960].

Следовательно, все три подзоны эльфидиид, соответствующие зоне *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum*, обнаружены в разрезах скв. 1 и 2 меридионального течения р. Васюган (Западная партия).

В отложениях тавдинской свиты разреза скв. 3 из интервала 353,0–276,0 м (Западная партия), представленных глиной оливково-зеленой, листоватой, слабо алевритистой, сплюстистой с бурьими пятнами и включениями пирита, встречены фораминиферы и остракоды. Фораминиферы относятся к комплексу с *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum*.

В нижних слоях в интервале 353,0–328,0 м (скв. 3, Западная партия) присутствуют фораминиферы подзоны *Elphidiella vergandia*, представляющие нижнюю подзону зоны *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum*. Распределение фораминифер по разрезу данной подзоны в основном равномерное и представлено единичными экземплярами (до 5 экз. на 100 г породы). Только в образце с глубины 343,0 м количество эльфидиид увеличивается до 10 экз. на 100 г породы. Наряду с ними на этой глубине встречен и представитель вида-индекса *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), характерный для среднеолигоценовых отложений [Cushman, 1931].

В вышележащих слоях данного разреза (скв. 3) в интервале 299,0–281,0 м встречены виды второй подзоны *Elphidiella cosmica*, *Cribroelphidium parainvolutum*. Из них на глубине 299,0 м, как указывалось, преобладает вид *Cribroelphidium parainvolutum* Uschakova. Такое обилие на данной глубине эльфидиид указывает на благоприятные условия обитания этих фораминифер во время накопления слоев средней части тавдинской свиты.

При образовании ниже- и вышележащих отложений бассейн был более мелководным и, возможно, несколько опресненным, что сказалось на обеднении па-

леоценозов фораминифер, представленных в ископаемом состоянии единичными формами нонионид и эльфидиид.

Третья подзона эльфидиид прослежена автором как подзона в самых верхних слоях (гл. 276,0 м) указанного выше интервала среднего олигоцена (353,0–276,0 м). На глубине 276,0 м (скв. 3, Западная партия) сохранность фораминифер ухудшается. По-видимому, условия для обитания и особенно захоронения были неблагоприятными в связи с общим обмелением среднеолигоценового бассейна. Виды *Cribroelphidium perrarum* Uschakova, *C. differensapertio* Uschakova и другие – единичные экземпляры (до 5 экз. на 100 г породы). Однако их находки указывают на присутствие в разрезе третьей (верхней) подзоны эльфидиид.

В распределении эльфидиид по разрезу скв. 3 обнаружены все три подзоны, ранее установленные М.В. Ушаковой в ранге зон [Фораминиферы..., 1964].

Литологический состав и микрофаунистическая характеристика тавдинской свиты в пределах Западной Сибири значительно меняются. Автором изучены восемь разрезов скважин, пробуренных в восточной части Обь-Иртышского междуречья (восточный район). Тавдинская свита на исследуемой территории представлена морскими зеленовато-серыми, алевритистыми листоватыми глинами с тонкими прослойками, присыпками и гнездами светло-серого тонкозернистого песка и алеврита. Мощность свиты изменяется от 10 до 60 м в бассейне рек Парабель и Васюган до 100 м в Александровском районе. В свите встречаются немногочисленные фораминиферы и остракоды. Среди фораминифер преобладают секреционные известковые формы нонионид и эльфидиид. В некоторых разрезах встречены единичные агглютинированные фораминиферы, среди которых выделены реофациды, гаплофрагмиды, а также их пиритизированные псевдоморфозы. По исследованным разрезам скважин (бассейны рек Ильяк, Чижапка, Кенга) получены дополнительные данные по микрофауне тавдинской свиты.

В разрезе скв. 10 бассейна р. Ильяк (Ильякская партия) (инт. гл. 304,0–302,0 м) обнаружены единичные известковые фораминиферы *Quinqueloculina eoselene* Putrja, *Cribroelphidium rischtanicum* (N. Bykova), *Elphidiella vergandia* Uschakova. По преобладанию в комплексе экземпляров последнего вида вмещающие слои могут быть выделены как нижняя подзона *Elphidiella vergandia*. В разрезе скв. 11 бассейна р. Ильяк в образце с глубины 285,0 м обнаружена одна раковина неудовлетворительной сохранности рода *Cribroelphidium*. Кроме фораминифер, в разрезе скв. 11 (инт. гл. 310,0–305,0 м) автором определены остракоды *Clithrocytheridea nimia* Mand., *Cythereidea probata* Mand., *C. meris* Mand., *Cythereis*

spongiosus Liepin, *Loxoconcha septorifera* Mand., *Cytheretta tomensis* Mand. Почти все створки хорошей сохранности, большинство из них имеют ячеистую поверхность. Подобные остракоды широко распространены в тавдинской свите исследуемой территории [Любимова и др., 1960].

В бассейне р. Чижапка (Чижапская партия) тавдинская свита изучена по разрезам скв. 5к (инт. гл. 191,0–179,0 м), 11к (инт. гл. 300,0–285,0 м), 13к (инт. гл. 300,0–224,0 м), 14к (инт. гл. 180,0–179,0 м). В породах указанных интервалов обнаружены фораминиферы и остракоды. В разрезе скв. 5к встречены фораминиферы видов *Cribroelphidium rischtanicum* (N. Bykova), *Elphidiella nitida* Podobina, *E. vergandia* Uschakova. Слои с этими видами должны быть выделены в подзону *Elphidiella vergandia*, соответствующую низам тавдинского горизонта. Остракоды представлены видами *Clithrocytheridea schwayeri* Liepin, *C. nimia* Mand., *Cythereidea pinguis* Mand., *C. clarea* Mand., *Loxoconcha tunicata* Mand., *L. septorifera* Mand. В разрезе скв. 11к (инт. гл. 300,0–285,0 м) обнаружены фораминиферы и остракоды. Однако первые отнесены только к роду *Evolutononion*: *E. advenum* (Cushman), *E. decoratum* (Cushman et McGlamery). Оба вида описаны из олигоценовых отложений Алабамы, США [Cushman, McGlamery, 1942]. Выделена также створка остракоды *Cythereidea pinguis* Mand. В разрезе скв. 13к встречены бентосные, планктонные фораминиферы и остракоды. Планктонные фораминиферы установлены в самых нижних слоях тавдинской свиты в интервале 300,0–292,0 м (скв. 13к). Среди них на глубине 293,0 м определены виды *Globorotalia kugleri* Bolli, *Paragloborotalia postcretacea* (Mjatliuk), *P. anguliofficinalis* (Blow), *Globigerina angustumilicata* Bolli (Палеонтол. табл. III). Этот комплекс в некоторой мере сходен с комплексом планктонных фораминифер *Globigerina ampliapertura* среднего олигоцена крымско-кавказской шкалы или среднего олигоцена (зона *Globigerina ampliapertura*) Атлантического океана [Krasheninnikov, Pflaumann, 1977]. Вместе с планктонными фораминиферами в Чижапском разрезе (скв. 13к) встречена раковина вида *Evolutononion decoratum* (Cushman et McGlamery). В вышележащих слоях этого же разреза обнаружены более многочисленные представители данного рода и единичные агглютинированные фораминиферы родов *Saccammina*, *Labrospira*, *Ammomarginulina*. В разрезе тавдинской свиты скв. 14к (инт. гл. 180,0–177,0 м) встречены только единичные агглютинированные фораминиферы, сходные с таковыми из разреза скв. 13к.

О первых находках планктонных фораминифер в тавдинской свите южнее г. Омска сообщила М.В. Ушакова [1959]. Позднее Е.В. Фрейман [1969]

детально исследовала планктонные фораминиферы также из южных разрезов Западной Сибири. Ею в Петуховском разрезе скв. 4к (севернее г. Омска) в породах тавдинской свиты из интервала 150,0–37,75 м найдены многочисленные планктонные фораминиферы. По мнению В.М. Подобиной, изучившей эти фораминиферы, они характерны для среднеолигоценовых отложений Тринидада, Атлантического океана, юго-востока США, Северной Европы (Бельгия) и других регионов мира. Автором, как указывалось, переизучен весь комплекс фораминифер тавдинской свиты из разреза скв. 4к с. Петухово [Подобина, 1988]. Здесь в свите мощностью более 80 м обнаружены совместно с указанными планктонными секреционно-известковые бентосные формы. Причем из последних, кроме вида-индекса *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), определены разнообразные, но единичные эльфициды, по которым установлены все три подзоны (зоны по М.В. Ушаковой) [Фораминиферы..., 1964].

Тавдинская свита в бассейне р. Кенга (Парбигская партия) автором исследована по двум разрезам скв. 70 и 83. В разрезе скв. 70 (инт. гл. 167,0–164,0 м) обнаружены фораминиферы и единичные остракоды. Наиболее многочисленны секреционно-известковые бентосные фораминиферы в образце с глубины 167,0 м. Здесь определены *Cribroelphidium parainvolutum* Uschakova, *C. rischtanicum* (N. Bykova), *Elphidiella vergandia* Uschakova. Среди них преобладают (до 15 экз. на 100 г породы) представители последнего вида, поэтому слои, включающие эти фораминиферы, относятся к нижней подзоне *Elphidiella vergandia* зоны *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum*.

В разрезе скв. 83 в одном образце с глубины 104,0 м (низы тавдинской свиты) встречены фораминиферы, среди которых выделяются агглютинированные и секреционные известковые формы. Среди последних определен вид *Cribroelphidium rischtanicum* (N. Bykova).

Обобщая результаты исследований восьми разрезов скважин, можно сделать вывод, что в восточном районе фораминиферы распространены преимущественно в нижней части тавдинской свиты и слои, их вмещающие, могут быть выделены в микрофаунистическую подзону *Elphidiella vergandia*. Две вышележащие подзоны, также установленные ранее М.В. Ушаковой как зоны в центральном районе, из-за отсутствия микрофлоры здесь не прослежены.

В Среднем Зауралье автором просмотрен разрез скв. 18кп Леуши-Черная речка (материалы О.Т. Киселевой), где в отложениях тавдинской свиты (инт. гл. 116,0–63,0 м) встречены планктонные фораминиферы видов *Globigerina ampliapertura* Bolli, *Turborotalia perfecta* Podobina (определение автора)

совместно с видом-индексом *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman) и другими характерными видами бентосных форм (Палеонтол. табл. IV). Указанные выше планктонные фораминиферы характерны для субглобальных зон среднего олигоцена, выделяемых в вышеуказанных океанических стратиграфических шкалах по данной группе организмов.

Остракоды, описанные из тавдинской свиты в работе [Любимова и др., 1960], также подтверждают данный возраст отложений, так как сопоставляются с олигоценовым комплексом остракод Средней Азии (сумкарские слои). Приведенные данные по фораминиферам и остракодам указывают на олигоценовый или среднеолигоценовый возраст тавдинской свиты Западной Сибири.

Микрофауна тавдинской свиты представлена в основном секреционно-известковыми фораминиферами и остракодами и резко отличается от микрофлоры нижележащей нюрольской свиты, где преобладают кремнистые организмы – радиолярии, губки, диатомовые водоросли, а фораминиферы имеют в основном агглютинированную кварцево-кремнистую стенку.

Местами, в единичных разрезах скважин в самых верхних слоях опесчаненной и почти не опоковидной нюрольской свиты, обнаружены пиритизированные ядра родов *Reophax*, *Labrospira*, *Ammotarginulina* и другие. Автор предполагает, что они соответствуют самым нижним слоям нижнего олигоцена (возможно, латдорфского яруса). Предполагается, что основная вышележащая часть латдорфского яруса из разреза выпадает.

Найдки планктонных фораминифер наряду с ранее известными бентосными секреционно-известковыми формами и остракодами в тавдинской свите указывают на установившуюся связь западносибирского бассейна с Атлантикой и проникновение микрофлоры в олигоцене в пределы Западной Сибири не только через Тургайский пролив, но, вероятно, и северным путем – через проливы на Урале. В это же время, благодаря спредингу дна, через расширявшийся пролив между Гренландией и Норвегией атлантические олигоценовые планктонные фораминиферы, по-видимому, попали на территорию исследуемого региона.

Необходимо отметить факт отсутствия радиолярий в олигоцене по многим регионам Европы, в том числе и в пределах тавдинской свиты Западной Сибири. Р.Х. Липман в своей обобщающей работе также показала полное отсутствие радиолярий в олигоцене по многим регионам России [Липман, 1979 (табл. 2)]. Подобное явление указывает на значительные события, связанные с тектоническими движениями второй фазы альпийского тектогенеза, структурными перестройками, подъемом территории северных регионов

и резким изменением условий обитания организмов, в том числе и в тавдинском бассейне.

Следует отметить выпадение из разрезов латдорфского яруса в некоторых северных регионах Европы и Западной Сибири в связи с их подъемом в это время. В южных регионах (Крым, Средняя Азия и др.) везде прослеживается нижний олигоцен (зона *Lenticulina hertmanni*), а также вышележащие средний и верхний подотделы.

Биостратиграфическая схема верхнего эоцена – олигоцена

По данным изучения фораминифер составлена биостратиграфическая схема верхнего эоцена и олигоцена (рис. 1).

На схеме показаны данные автора по зональным подразделениям и комплексам фораминифер в

смежных свитах: нюрольской и тавдинской одноименных горизонтов. При этом учтены распространенные в указанных свитах (горизонтах) другие группы микрофауны. Если в нюрольской свите (горизонте) верхнего эоцена, как и по всему этому отдельу, распространены агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы и радиолярии, то в вышележащей тавдинской свите олигоцена в основном известны секреционно-известковые бентосные, планктонные фораминиферы и остракоды. Литология вмещающих пород этих свит также резко отличается. Светло-серые зеленоватые опоковидные породы нюрольской свиты сменяются выше оливково-зелеными листоватыми и не опоковидными глинами тавдинской свиты. Такое резкое изменение по разрезу микрофауны и литологии указывает на скрытый перерыв в осадконакоплении [Наливкин, 1974; Подобина, 2013б, 2021].

Эоцен	Олигоцен		Ярус	Горизонт	Зона, слои по фораминиферам	Характерные комплексы фораминифер
	Н	Средний				
Верхний	Н	Рюпельский	Тавдинский	Зона Cibicidoides pseudoungerianus, Evolutononion decoratum	Слои с Reophax	<i>Cibicides borislavensis</i> Aisenstat, <i>Cibicidoides pseudoungerianus</i> (Cushman), <i>Evolutononion decoratum</i> (Cushman et McGlamery), <i>Nonionellina oligocenica</i> (Cushman et McGlamery), <i>Criboelphidium differensapertio</i> Uschakova, <i>C. parainvolutum</i> Uschakova, <i>Elphidiella cosmica</i> Uschakova, <i>E. vergandia</i> Uschakova, <i>E. nitida</i> Podobina, <i>Globorotalia kugleri</i> Bolli, <i>Paragloborotalia postcretacea</i> (Mjarliuk), <i>P. anguliofficinalis</i> (Blow), <i>Turborotalia perfecta</i> Podobina, <i>Globigerina ouachitaensis</i> Howe et Wallace <i>gnaucki</i> Blow et Banner, <i>G. angustum-blicata</i> Bolli, <i>G. ampliapertura</i> Bolli, <i>G. praecepis</i> Blow, <i>G. officinalis</i> Subb. <i>praesentata</i> Podobina, <i>Globanomalina barbadoensis</i> (Blow), <i>Protoglobobulimina coprolithoides</i> (Andreae)
	Л.	Л.			Зона Labrospira honesta	<i>Reophax diffugiformis</i> Brady, <i>R. subfusiformis</i> Earland и др.
Приабон-ский	Нюрольский					<i>Reophax diffugiformis</i> Brady, <i>R. subfusiformis</i> Earland, <i>R. ampullacea</i> Brady, <i>Ammodiscus glabratus</i> Cushman et Jarvis, <i>Labrospira honesta</i> Podobina, <i>Haplophragmoides deplexus</i> Podobina, <i>Trochammina infirma</i> Podobina, <i>Globigerina officinalis</i> Subbotina



Рис. 1. Схема биостратиграфии верхнего эоцена – олигоцена Западной Сибири (по данным фораминифер)

1 – перерыв в осадконакоплении; 2 – нижний подотдел олигоцена; 3 – латдорфский ярус

Fig. 1. Scheme of biostratigraphy of the Upper Eocene – Oligocene of Western Siberia (according to foraminifera)

1 – break in sedimentation; 2 – lower subsection of the Oligocene; 3 – Latdorffian stage

Область палеофауны	Унифицированная зональная шкала палеогенена [Решение МСК, 1999]		Харленд и др., 1985		Подобина, 2020 и последние данные	
	По планктонным фораминиферам	По нанопланктону	Планктонные фораминиферы	Нанопланктон	Зоны и слои	Комплексы фораминифер
Others			Sphenolithus ciperoensis	<i>Globigerina angulisuturalis</i> P22	<i>Sphenolithus ciperoensis</i> NP25	Kyprackin
			XATTCKNN			Новомихайловский
			<i>Sphenolithus distensus</i>	<i>Globorotalia opima opima</i> P21	<i>Sphenolithus distensus</i> NP24	
						Фораминиферы
						Горизонты
						Фораминиферный
						Horopackin
						Архитиннобархине
						Тавдинский

Рис. 2. Сопоставление комплексов фораминифер верхнего эоценена и олигоцена Западной Сибири и других регионов

Fig. 2. Comparison of the Eocene and Oligocene foraminiferal assemblages in regional stratigraphic horizons of Western Siberia

ПАЛЕОНОТОЛОГИЧЕСКИЕ ТАБЛИЦЫ I–IV

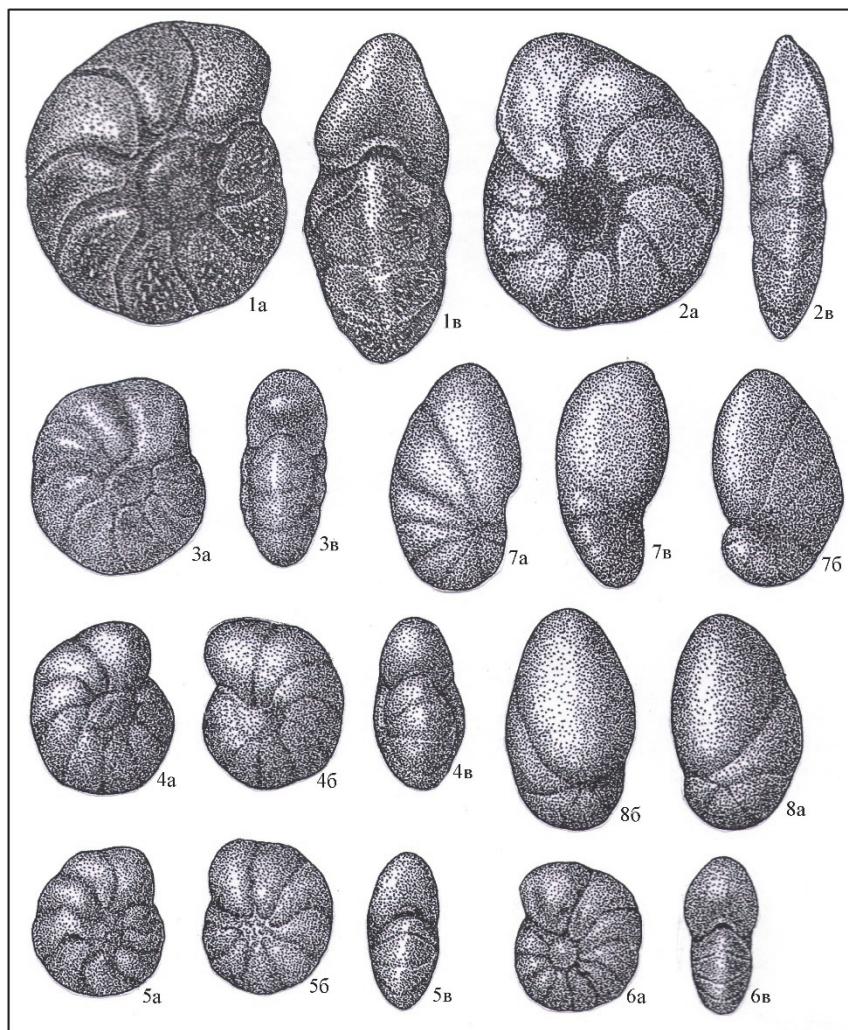
Фораминиферы зарисованы с натуры О.М. Лозовой, хранятся в лаборатории микропалеонтологии Томского государственного университета. Западная Сибирь, тавдинская свита, рюпельский ярус; *a* – вид со спинной стороны; *b* – вид с брюшной стороны; *c* – вид со стороны устья

PALEONTOLOGICAL TABLES I–IV

Foraminifera were sketched from nature by O.M. Lozova and kept in the micropaleontology laboratory of Tomsk State University. Western Siberia, Tavdinskaya suite, Rupelian stage; *a* – view from the dorsal side; *b* – view from the ventral side; *c* – view from the mouth

ПАЛЕОНОТОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА I

PALEONTOLOGICAL TABLE I



Фиг. 1–2. *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman)

1 – экз. № 1823. Омская область, Тарский профиль, скв. 46-к, гл. 204,0 м; 2 – экз. № 1827.

Томская область, мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 1, гл. 385,0 м; ×100

Фиг. 3–5. *Evolutononion decoratum* (Cushman et Mc Glamery)

3 – экз. № 1828. Томская область, мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 2, гл. 314,0 м;

4 – экз. № 1834. Томская область, мерид. течение р. Васюган, скв. 3, гл. 343,0 м; 5 – экз. № 1835.

Томская область, мерид. течение р. Васюган, скв. 2, гл. 289,0 м; ×80

Фиг. 6. *Evolutononion advenum* (Cushman)

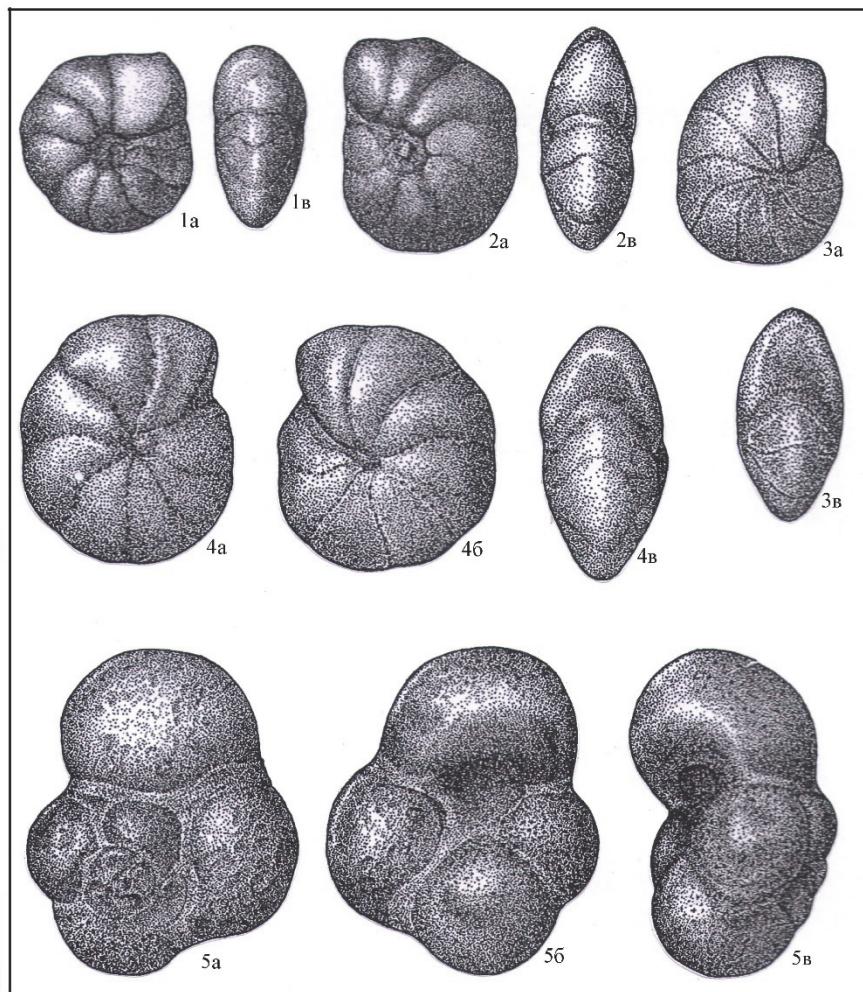
Экз. № 1838. Томская область, мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 3, гл. 314,0 м; ×80

Фиг. 7–8. *Noneonellina oligocenica* (Cushman et Mc Glamery)

7 – экз. № 1830, 8 – экз. № 1833, скв. 1, гл. 385,0 м. Томская область, мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 1, гл. 374,0 м (7), гл. 385,0 м (8); ×100

ПАЛЕОНОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА II

PALAEONTOLOGICAL TABLE II



Фиг. 1. *Cribroelphidium differensapertio* Uschakova

Экз. № 1839. Томская область, мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 2, гл. 314,0 м; ×80

Фиг. 2, 4. *Cribroelphidium parainvolutum* Uschakova

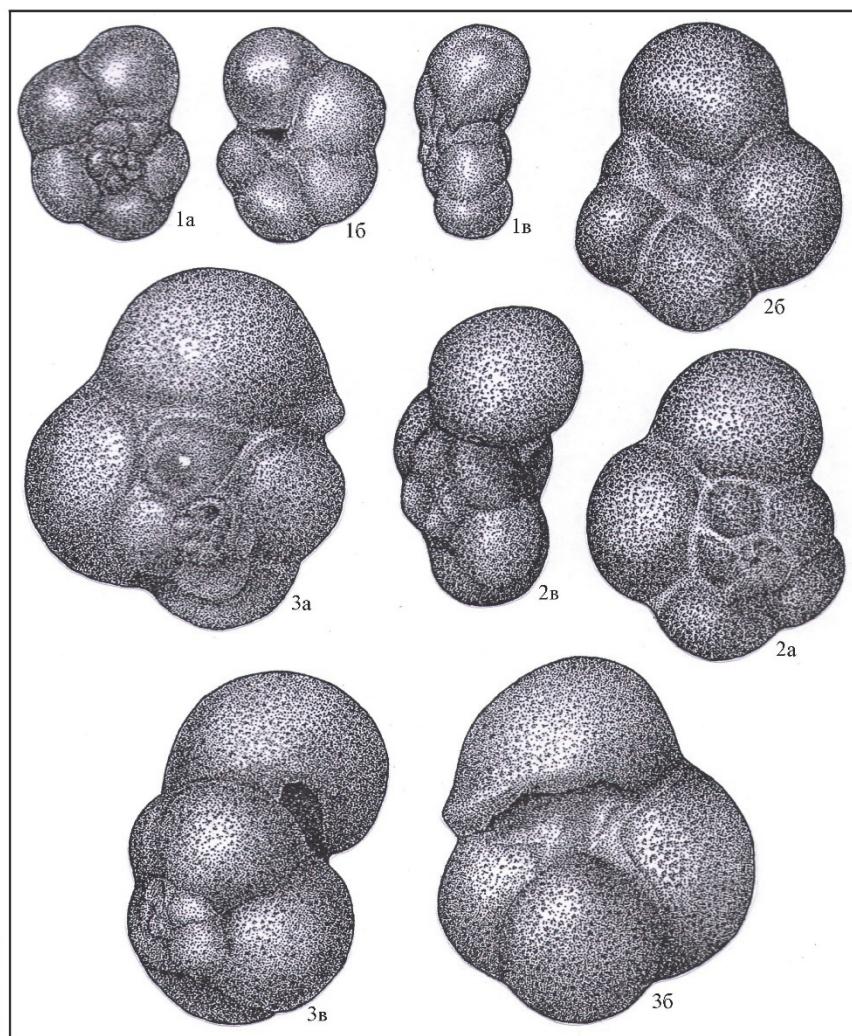
2 – экз. № 1518, 4 – экз. № 1842. Томская область, мерид. течение р. Васюган (Западная партия), (2) скв. 2, гл. 314,0 м; (4) скв. 3, гл. 299,0 м; ×100

Фиг. 5. *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace *gnaucki* Blow et Banner

Экз. № 1253. Омская область, с. Петухово, скв. 4-к, инт. гл. 91,4–79,6 м; ×80

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА III

PALEONTOLOGICAL TABLE III



Фиг. 1. *Paragloborotalia postcretacea* (Mjatliuk)

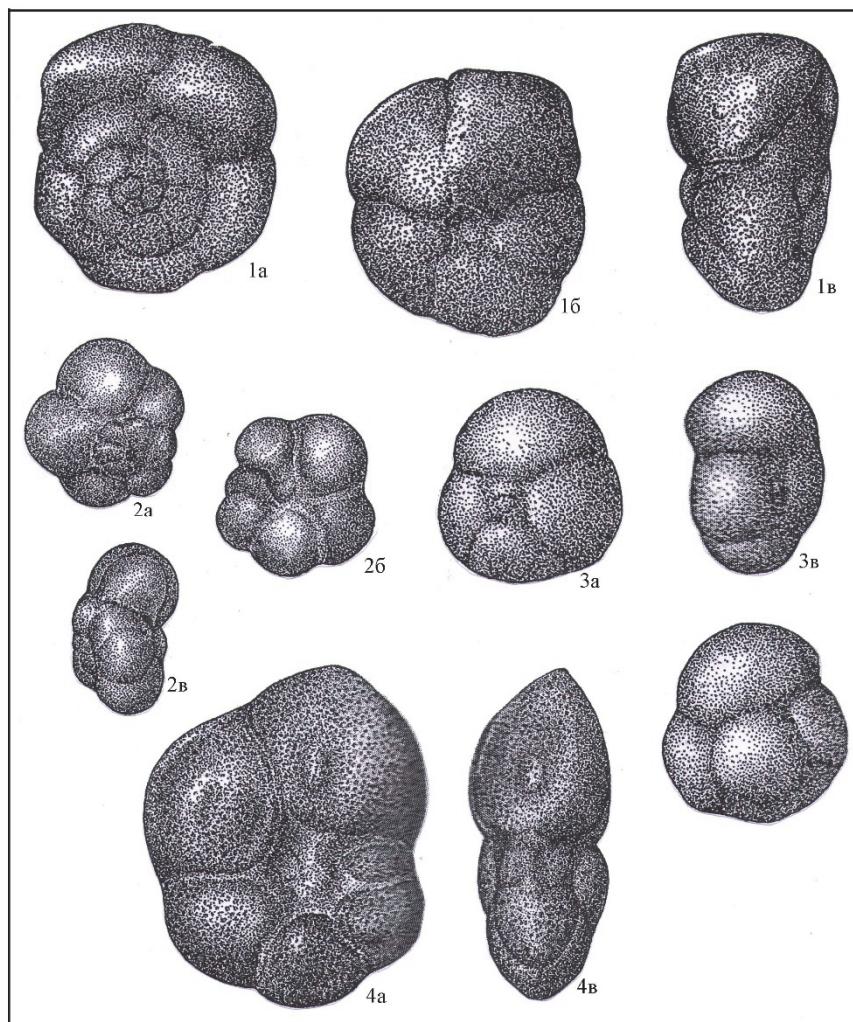
Экз. № 1258. Томская область, бассейн р. Чижапка, скв. 13-к, гл. 293,0 м; ×80

Фиг. 2. *Globigerina angustumbelicata* Bolli

Экз. № 1259. Томская область, бассейн р. Чижапка, скв. 13-к, гл. 293,0 м; ×80

Фиг. 3. *Globigerina ampliapertura* Bolli

Экз. № 1260. Омская область, с. Петухово, скв. 4-к, инт. гл. 101,1–94,8 м; ×80



Фиг. 1. *Turborotalia perfecta* Podobina

Экз. № 1278. Омская область, с. Петухово, скв. 4-к, инт. гл. 101,4–94,8 м; ×80

Фиг. 2. *Paragloborotalia postcretacea* (Mjatliuk)

Экз. № 1858. Томская область, бассейн р. Чижапка, скв. 13-к, гл. 293,0 м; ×80

Фиг. 3. *Globigerina officinalis* Subbotina *praesentata* Podobina

Экз. № 1863. Томская область, мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 1, гл. 374,0 м; ×100

Фиг. 4. *Globanomalina barbadoensis* (Blow)

Экз. № 1280. Омская область, с. Петухово, скв. 4-к, инт. гл. 101,1–94,8 м; ×80

На прилагаемой схеме (рис. 1) показаны зоны и комплексы фораминифер верхнего эоцен (приабонский ярус) и среднего олигоцена (рюпельский ярус). Скрытое стратиграфическое несогласие предполагается между слоями с *Reophax*, рассматриваемых как начало формирования латдорфского яруса (нижнего подотдела олигоцена) и зоной *Cibicidoides pseudoungrianus*, *Evolutononion decoratum* рюпельского яруса среднего олигоцена. Проведенные исследования и сопоставление фораминифер Западной Си-

бири и других регионов показали, что скрытый перерыв в осадконакоплении между верхним эоценом (приабонский ярус) и средним олигоценом (рюпельский ярус) соответствует времени латдорфского века раннего олигоцена [Подобина, 2020, 2021].

На рис. 2 показано сопоставление по видам-индексам комплексов фораминифер верхнего эоцен и олигоцена Западной Сибири и других регионов. Западносибирские планктонные фораминиферы зоны *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononion*

decoratum (тавдинский горизонт) соответствуют рюпельскому ярусу и его зонам *Globigerina ampliapertura*, *G. selli* (P20, P21), а также зонам по наннопланктону (NP22, NP23). Выделяемые в верхах нюрольской свиты слои с *Reophax*, возможно, соответствуют самым нижним слоям латдорфского яруса, в основном выше выпадающего из разреза. По схеме биостратиграфии Западной Сибири (рис. 2) предполагается почти полное выпадение из разреза латдорфского яруса и его зоны по фораминиферам – *Globigerina tapuriensis* (P18), по кокколитофоридам – *Coccolithus subditichus* (NP21). В южных регионах (Карпаты, Крым, Кавказ, Средняя Азия), а также США и Атлантики [Подобина, 2020] прослеживаются зоны фораминифер нижнего олигоцена, не отмечаемого как латдорфский ярус. Подобные зоны выделены и в некоторых разрезах северных регионов, по которым известны шкалы планктонных фораминифер и наннопланктона [Харленд и др., 1985].

Заключение

В верхах нюрольской свиты (горизонта) встречаются обломки раковин рода *Reophax* и единичные пиритизированные ядра гаплофрагмоидей. Автором было предложено выделять в этой части разреза, на границе с тавдинской свитой (горизонтом), слои с *Reophax*, предположительно соответствующие самому началу формирования латдорфского яруса. Автором отмечается перерыв в осадконакоплении между нюрольской и тавдинской свитами, соответствующий, по-видимому, латдорфскому веку. Это, возможно, вызвано тектоническими движениями второй фазы альпийской эпохи тектогенеза. Вышележащие отложения тавдинской свиты, состоящие

из зеленовато-серых, листоватых, алевритистых глин, местами с пятнами ожелезнения, совершенно отличаются от пород нижележащей нюрольской свиты (горизонта). В тавдинской свите почти отсутствует кремнистая органика и полностью – радиолярии.

Тавдинская свита, включающая зону с комплексом фораминифер с *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Evolutononium decoratum*, датируется автором средним олигоценом. Основанием для этого послужили находки характерных среднеолигоценовых бентосных и планктонных фораминифер, широко распространенных в пределах Европы, Атлантики и юго-восточной части США. В образцах из формации Бoom (стратотип рюпеля, Бельгия), отобранных автором, обнаружены фораминиферы, сходные с таковыми из тавдинской свиты. Для подтверждения среднеолигоценового возраста тавдинской свиты послужили также геодинамические и палеобиогеографические исследования автора [Подобина, 2020].

В Южной Европе, в Крыму, Средней Азии нижний олигоцен в виде соответствующих ему латдорфских фораминиферовых зон прослеживается во многих регионах. В нижележащих отложениях литологически отличающейся нюрольской свиты (горизонта) обнаружена микрофауна совершенно другого систематического состава. Это подтверждает существование в раннем олигоцене перерыва в осадконакоплении. Соответствующий ему латдорфский ярус, как видно из вышеизложенного, следовало бы восстановить в этом подотделе, переместив рюпельский ярус среднего олигоцена на его прежнее место в стратиграфической шкале палеогена.

Список источников

- Ахметьев М.А., Александрова Т.Н., Беньяновский В.Н. и др.** Новые данные по морскому палеогену Западно-Сибирской плиты. Ст. 2 // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 5. С. 65–86.
- Балахматова В.Т., Липман Р.Х., Романова В.И.** Характерные фораминиферы мела и палеогена Западно-Сибирской низменности. М. : Гостоптехиздат, 1955. С. 65–100, 14 табл. // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Вып. 2.
- Булатова З.И., Войцель З.А., Ушакова М.В. и др.** Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. М. : Гостоптехиздат, 1957. 148 с., 141 табл.
- Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 1: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена.** М. : ГЕОС, 1996. 314 с. (Тр. ГИН. Вып. 489).
- Кисельман Э.Н.** Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск : Наука, 1978. С. 41–51.
- Лаухин С.А., Кулькова И.А.** К проблеме границы эоцена и олигоцена в центральных районах Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск : Наука, 1978. С. 74–81.
- Липман Р.Х.** Значение радиолярий для зональной шкалы палеогена юга СССР // Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли : труды XIX сессии ВПО. Л. : Наука, 1979. С. 69–86, 1 табл.
- Липман Р.Х., Буртман Е.С., Хохлова И.А.** Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1960. Т. 28. 230 с., 23 палеонт. табл.
- Любимова П.С., Казьмина Т.А., Решетникова М.А.** Остракоды мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Л. : Гостоптехиздат, 1960. 427 с., 24 палеонт. табл. // Труды ВНИГРИ. Вып. 160.
- Наливкин Д.В.** Проблемы перерывов // Этюды по стратиграфии. М. : Наука, 1974. С. 10–21.
- Никитин В.П.** Флора и растительность Западной Сибири в позднем палеогене и неогене // Палеоген и неоген Сибири (Палеонтология и стратиграфия). Новосибирск : Наука, 1978. С. 68–73.
- Подобина В.М.** Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1975. 163 с., 40 палеонт. табл.

Подобина В.М. О положении границы эоцена и олигоцена в Западной Сибири // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1988. С. 115–120.

Подобина В.М. Геодинамика и изменение комплексов микрофауны на рубежах эпох палеогена Западной Сибири и Арктического бассейна // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 1997. С. 66–70, 1 палеонт. табл.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 1998. 338 с., 62 палеонт. табл.

Подобина В.М. Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск : Томский государственный университет, 2009. 432 с., 73 палеонт. табл.

Подобина В.М. Проблемы латдорфского яруса нижнего олигоцена // Материалы XI Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т. 1. М. : Ваш полиграфический партнер, 2013а. С. 69–72.

Подобина В.М. Зависимость полноты региональных стратиграфических шкал от проявления тектонических движений (данные по фораминиферовым зонам верхнего мела и палеогена Западной Сибири) // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всероссийская конференция : сб. ст. / отв. ред. М.А. Федонкин. М. : ГИН РАН, 2013б. С. 335–338.

Подобина В.М. Биостратиграфия и фораминиферы палеогена Западной Сибири. Томск : Издательский Дом Томского государственного университета, 2020. 276 с., 43 палеонт. табл.

Подобина В.М. Скрытые перерывы в стратиграфии палеогена Западной Сибири // Геосферные исследования. 2021. № 1. С. 61–75.

Решение XVI пленарного заседания МСК по палеогеновой системе. Л. : Недра, 1999. 6 с.

Самойлова Р.Б. О некоторых новых и характерных видах фораминифер из верхнего палеогена Крыма // Бюллетень МОИП. 1947. Т. 22, № 4. С. 77–101, 3 палеонт. табл.

Субботина Н.Н. Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений юга СССР // Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. М. : Изд-во АН СССР, 1960. С. 24–36, 10 палеонт. табл.

Унифицированные региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Приняты IV Тюменским межведомственным стратиграфическим совещанием. 19.11.1976 г. Утв. МСК 30.01.1978 г. Тюмень : ЗапсибНИГНИ, 1981. сх. 4.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Принята на Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по доработке и уточнению региональных стратиграфических схем палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины 28.09.2000 г. Утв. МСК России 02.02.2001 г.

Ушакова М.В. Находки планктонных фораминифер палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Труды СНИИГГиМС. 1959. Вып. 2. С. 53–54.

Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности / под ред. Н.Н. Субботиной. Л. : Недра, 1964. 456 с., 66 палеонт. табл. (Тр. ВНИИГРИ. Вып. 234).

Фрейман Е.В. Планктонные фораминиферы раннего олигоцена на юге Западно-Сибирской низменности // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1969. С. 142–145 (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 84).

Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М. : Мир, 1985. 140 с., ил.

Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири: Палеонтология и стратиграфия. Новосибирск : Наука, 1978. С. 3–21.

Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.P. Geochronology, time scales and Global stratigraphic correlateion. Publ. Society for Sedimentary Geology. III. Cenozoic Era. 1995. P. 129–212.

Berggren W.A., Pearson P.N. A revised tropical to subtropical Paleocene planktonic foraminiferal zonation // Journal of Foraminiferal Research. 2005. V. 35, No. 4. P. 279–298.

Cushman J.A. A preliminary report of the Foraminifera of Tennessee // Bull. Tennessee Geol. Div. 1931. No. 41. P. 1–62, pls. 1–13.

Cushman J.A., McGlamery W. Oligocene Foraminifera near Millry, Alabama // Geological Survey. 1942. V. 197-B. P. 63–83, 4 pls.

Doppert J.W., Neele N.G. Biostratigraphy of marine Paleogene deposits in the Netherlands and adjacent areas // Geological Survey of the Netherlands. 1983. V. 37 (2). 79 p., 32 pls.

Odrzywolska-Bienkova E., Pozaryska K., Martini E. Middle Oligocene microfossils from the Polish Lowlands: their stratigraphical and paleogeographical significance // Acta Paleontol. Polonica. Warszawa, 1978. V. 23, No. 3. P. 249–291, pls. 7–16.

Krasheninnikov V.A., Pflaumann U. Zonal stratigraphy and planktonic foraminifera of Paleogene of the Atlantic ocean to the West Africa (Deep Sea Drilling Project), Leg 41. Washington, 1977. P. 581–611, 8 pls.

Martini E., Rizkowski S. Die Grenze Eozan – Oligozan in der Typus Region des Unter-Oligozans (Helmstedt, Egeln, Latdorf) // Mem. Bur. resh. geol. et minieres. 1969. No. 69. S. 233–237.

McNeil D. New Foraminifera from the Upper Cretaceous and Cenozoic of the Beaufort-Mackenzie Basin of Arctic Canada // Geol. Surv. Canada. 1997. No. 35. 95 p., 21 pls.

References

Ahmet'ev M.A., Aleksandrova T.N., Ben'yamovskij V.N. i dr. *Noyye dannye po morskому paleogenu Zapadno-Sibirskoj plity. St. 2 [New Data on the Marine Paleogene of the West Siberian Plate. Art. 2]* // Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyaciya. 2004. V. 12. No. 5. pp. 65–86. In Russian

Balahmatova V.T., Lipman R.H., Romanova V.I. *Harakternye foraminifery mela i paleogena Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Characteristic foraminifers of the Cretaceous and Paleogene of the West Siberian Lowland]. Moscow: Gostoptekhizdat, 1955. pp. 65–100, 14 tabl. / Tr. VSEGEI. Nov. ser. Vyp. 2. In Russian

Bulatova Z.I., Vojcel' Z.A., Ushakova M.V. i dr. *Stratigrafiya mezozoya i kajnozooya Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Stratigraphy of the Mesozoic and Cenozoic of the West Siberian Lowland]. Moscow: Gostoptekhizdat, 1957. 148 p., 141 tab. In Russian

Geologicheskie i bioticheskie sobytiya pozdnego eocena – rannego oligocena na territorii byvshego SSSR [Geological and biotic events of the late Eocene - early Oligocene in the territory of the former USSR]. CHast' 1: Regional'naya geologiya verhnego eocena i nizhnego oligocena. Moscow: GEOS, 1996. 314 p. (Tr. GIN. Vyp. 489). In Russian

Kisel'man E.N. *Kompleksy foraminifer paleogenovyh otlozhenij Zapadnoj Sibiri* [Foraminifer assemblages from the Paleogene deposits of Western Siberia] // Paleogen i neogen Sibiri. Novosibirsk: Nauka, 1978. pp. 41–51.

Lauhin S.A., Kul'kova I.A. *K probleme granicy eocena i oligocena v central'nyh rajonah Sibiri* [On the problem of the boundary of the Eocene and Oligocene in the central regions of Siberia] // Paleogen i neogen Sibiri. Novosibirsk: Nauka, 1978. pp. 74–81. In Russian

Lipman R.H. *Znachenie radiolyarij dlya zonal'noj shkaly paleogena yuga SSSR* [Significance of radiolarians for the zonal scale of the Paleogene of the south of the USSR] // Plankton i organicheskij mir pelagiala v istorii Zemli: Tr. XIX sessii VPO. Leningrad: Nauka, 1979. pp. 69–86, 1 tabl. In Russian

Lipman R.X., Burtman E.C., Hohlova I.A. *Stratigrafiya i fauna paleogenovyh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Stratigraphy and fauna of the Paleogene deposits of the West Siberian Lowland] // Plankton i organicheskij mir pelagiala v istorii Zemli: Tr. XIX sessii VPO. Leningrad: Nauka, 1979. pp. 69–86, 1 tabl. In Russian

Lyubimova P.S., Kaz'mina T.A., Reshetnikova M.A. *Ostrakody mezozojskikh i kajnozojskikh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Ostracods of the Mesozoic and Cenozoic deposits of the West Siberian Lowland]. Leningrad: Gostoptekhizdat, 1960. 427 p., 24 paleont. tabl. / Tr. VNIGRI. Vyp. 160. In Russian

Nalivkin D.V. *Problemy pereryvov* [Break problems] // Etyudy po stratigrafi. Moskow: Nauka, 1974. pp. 10–21. In Russian

Nikitin V.P. *Flora i rastitel'nost' Zapadnoj Sibiri v pozdнем paleogene i neogene* [Flora and vegetation of Western Siberia in the late Paleogene and Neogene] // Paleogen i neogen Sibiri (Paleontologiya i stratigrafiya). Novosibirsk: Nauka, 1978. pp. 68–73. In Russian

Podbolina V.M. *Foraminifery verhnego mela i paleogena Zapadno-Sibirskoj nizmennosti, ih znachenie dlya stratigrafi* [Foraminifers of the Upper Cretaceous and Paleogene of the West Siberian Lowland, their significance for stratigraphy]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1975. 163 p., 40 paleont. tabl. In Russian

Podbolina V.M. *O polozhenii granicy eocena i oligocena v Zapadnoj Sibiri* [On the Position of the Eocene-Oligocene Boundary in Western Siberia] // Materialy po paleontologii i stratigrafi Zapadnoj Sibiri. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1988. pp. 115–120. In Russian

Podbolina V.M. *Geodinamika i izmenenie kompleksov mikrofauny na rubezhah epoch paleogena Zapadnoj Sibiri i Arkticheskogo bassejna* [Geodynamics and changes in microfauna complexes at the boundaries of the Paleogene epochs in Western Siberia and the Arctic Basin] // Voprosy geologii i paleontologii Sibiri. Tomsk: Izd-vo Nauch.-tekh. lit., 1997. pp. 66–70, 1 paleont. tabl. In Russian

Podbolina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya paleogena Zapadnoj Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo Nauch.-tekh. lit., 1998. 338 p., 62 paleont. tabl. In Russian

Podbolina V.M. *Foraminifery, biostratigrafiya verhnego mela i paleogena Zapadnoj Sibiri* [Foraminifers, Biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: TGU, 2009. 432 p., 73 paleont. tabl. In Russian

Podbolina V.M. *Problemy latdorskogo yarusa nizhnego oligocena* [Problems of the Latdorbian Stage of the Lower Oligocene]. Materialy XI Mezhdunarodnoj konferencii «Novye idei v naukah o Zemle». V. 1. Moscow: Vash poligraficheskij partner, 2013a. pp. 69–72. In Russian

Podbolina V.M. *Zavisimost' polnoty regional'nyh stratigrafskikh shkal ot proyavleniya tektonicheskikh dvizhenij (dannye po foraminiferym zonam verhnego mela i paleogena Zapadnoj Sibiri)* [Dependence of the completeness of regional stratigraphic scales on the manifestation of tectonic movements (data on foraminiferal zones of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia)]. Obshchaya stratigrafskaya shkala Rossii: sostoyanie i perspektivy obustrojstva. Vserossijskaya konferenciya. Sbornik statej / M.A. Fedonkin (otv. red.). Moscow: GIN RAN, 2013b. pp. 335–338.

Podbolina V.M. *Biostratigrafiya i foraminifery paleogena Zapadnoj Sibiri* [Biostratigraphy and foraminifera of the Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: Izdateľskij Dom TGU, 2020. 276 p., 43 paleont. tabl. In Russian

Podbolina V.M. *Skrytie pereryvy v stratigrafi paleogena Zapadnoj Sibiri* [The latent interruptions in Paleogene stratigraphy of Western Siberia] // Geofernye issledovaniya – Geosphere Research. 2021. 1. pp. 61–75. doi: 10.17223/25421379/18/5 In Russian

Reshenie XVI plenarnogo zasedaniya MSK po paleogenovoj sisteme [Decision of the XVI plenary meeting of the ISC on the Paleogene system]. Leningrad: Nedra, 1999. 6 p. In Russian

Samoilova R.B. *O nekotoryh novyh i harakternyh vidah foraminifer iz verhnego paleogena Kryma* [On some new and characteristic species of foraminifers from the Upper Paleogene of the Crimea] // Byul. MOIP. 1947. V. 22, No. 4. pp. 77–101, 3 paleont. tabl. In Russian

Subbotina N.N. *Pelagicheskie foraminifery paleogenovyh otlozhenij yuga SSSR* [Pelagic foraminifers from the Paleogene deposits of the south of the USSR] // Paleogenovye otlozheniya yuga evropejskoj chasti SSSR. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1960. pp. 24–36, 10 paleont. tabl. In Russian

Unificirovannye regional'nye stratigrafskieskie skhemy mezozojskikh i kajnozojskikh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj ravniny [Unified regional stratigraphic schemes of the Mesozoic and Cenozoic deposits of the West Siberian Plain]. Prinyaty IV Tyumen. Mezhved. stratigr. soveshch. 19.11.1976 g. Utr. MSK 30.01.1978 g. Tyumen': ZapsibNIGNI, 1981. skh. 4. In Russian

Unificirovannaya regional'naya stratigrafskaya skhema paleogenovyh i neogenovyh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj ravniny [Unified regional stratigraphic scheme of the Paleogene and Neogene deposits of the West Siberian Plain]. Prinyata na Mezhved. region. stratigr. soveshch. po dorabotke i utochneniyu regional'nyh stratigraf. skhem paleogenovyh i neogenovyh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj ravniny 28.09.2000 g. Utr. MSK Rossi 02.02.2001 g. In Russian

Ushakova M.V. *Nahodki planktonnyh foraminifer paleogenovyh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Findings of planktonic foraminifers from the Paleogene deposits of the West Siberian Lowland] // Tr. SNIIGGiMS. Leningrad: Gostoptekhizdat, 1959. Vyp. 2. pp. 53–54. In Russian

Foraminifery melovyh i paleogenovyh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj nizmennosti [Foraminifers of the Cretaceous and Paleogene deposits of the West Siberian Lowland] / Pod red. N.N. Subbotinoy. Leningrad: Nedra, 1964. 456 p., 66 paleont. tabl. (Tr. VNIIGRI. Vyp. 234). In Russian

Freiman E.V. *Planktonnye foraminifery rannego oligocena na yuge Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Planktonic Foraminifera of the Early Oligocene in the South of the West Siberian Lowland] // Materialy po stratigrafi i paleontologii Sibiri. Novosibirsk, 1969. pp. 142–145 / Tr. SNIIGGiMS. Vyp. 84. In Russian

Harland U.B., Koks A.V., Llevellin P.G., Pikton K.A.G., Smit A.G., Uolters R. *SHkala geologicheskogo vremeni* [Geological time scale]. Moscow: Mir, 1985. 140 p., In Russian

Shackij S.B. *Osnovnye voprosy stratigrafi i paleogeografi paleogena Sibiri* [Main issues of stratigraphy and paleogeography of the Paleogene of Siberia] // Paleogen i neogen Sibiri: Paleontologiya i stratigrafiya. Novosibirsk: Nauka, Sib. otd-e, 1978. pp. 3–21. In Russian

- Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.P. Geochronology, time scales and Global stratigraphic correlation. Publ. Society for Sedimentary Geology. III. Cenozoic Era. 1995. pp. 129–212.
- Berggren W.A. and Pearson P.N. A revised tropical to subtropical Paleocene planktonic foraminiferal zonation // Journal of Foraminiferal Research. 2005. V. 35, No. 4. pp. 279–298.
- Cushman J.A. A preliminary report of the Foraminifera of Tennessee // Bull. Tennessee Geol. Div., 1931. No. 41. pp. 1–62, pls. 1–13.
- Cushman J.A., McGlamery W. Oligocene Foraminifera near Millry, Alabama // Geological Survey. 1942. V. 197-B. pp. 63–83, 4 pls.
- Doppert J.W., Neele N.G. Biostratigraphy of marine Paleogene deposits in the Netherlands and adjacent areas // Geological Survey of the Netherlands. 1983. V. 37 (2). 79 p., 32 pls.
- Odrzywolska-Bienkova E., Pozarynska K., Martini E. Middle Oligocene microfossils from the Polish Lowlands: their stratigraphical and paleogeographical significance // Acta Paleontol. Polonica. Warszawa, 1978. V. 23. No. 3. pp. 249–291, pls. 7–16.
- Krasheninnikov V.A., Pflaumann U. Zonal stratigraphy and planktonic foraminifera of Paleogene of the Atlantic ocean to the West Africa (Deep Sea Drilling Project), Leg 41. Washington, 1977. P. 581–611, 8 pls.
- Martini E., Rizkowski S. Die Grenze Eozan – Oligozan in der Typus Region des Unter-Oligozans (Helmstedt, Egeln, Latdorf) // Mem. Bur. resh. geol. et minieres. 1969. No. 69. pp. 233–237.
- McNeil D. New Foraminifera from the Upper Cretaceous and Cenozoic of the Beaufort-Mackenzie Basin of Arctic Canada // Geol. Surv. Canada. 1997. No. 35. 95 p., 21 pls.

Информация об авторах:

Подобина В.М., доктор геолого-минералогических наук, профессор, кафедра палеонтологии и исторической геологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Podobina Vera M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Paleontology and Historical Geology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

The author declares no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 17.05.2022; одобрена после рецензирования 05.09.2023; принята к публикации 18.03.2024

The article was submitted 17.05.2022; approved after reviewing 05.09.2023; accepted for publication 18.03.2024

Original article
doi: 10.17223/25421379/30/6

STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION OF LARGE QUATERNARY MAMMALS IN THE TERRITORY OF THE WEST SIBERIAN PLAIN

Andrei Valerievich Shpansky



National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia, andreyshpansky@yandex.ru

Abstract. New data on the stratigraphic distribution of large mammals in the territory of the West Siberian Plain allowed distinguishing three main stages in the development of the Quaternary fauna. The first is the ancient stage (Paleopleistocene, Eo-pleistocene) that reflects warm and humid conditions, mosaic landscapes, and an ecologically diverse fauna composition. The second stage is transitional (Early Neopleistocene) that reflects changes in the landscape, climatic conditions, and in fauna composition. The third is the tundra-steppe stage (Middle and Late Neopleistocene) that reflects the maximum cold aridization of landscapes and the dominance of species related to open landscape.

Keywords: Large mammals, Quaternary, Western Siberia, Biochronology, faunal complex

Acknowledgements. The author is grateful to the reviewer for providing valuable comments and recommendations on clarifying some important issues of biostratigraphy and improving the content of the manuscript.

For citation: Shpansky A.V. (2024) Stratigraphic distribution of large Quaternary mammals in the territory of the West Siberian Plain. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. 90–120. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/30/6

Научная статья
УДК 56(11)+551.791+571.1
doi: 10.17223/25421379/30/6

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ КРУПНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Андрей Валерьевич Шпанский

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

Аннотация. Новое обобщение данных по стратиграфическому распределению четвертичных крупных млекопитающих территории Западно-Сибирской равнины позволило уточнить время существования отдельных таксонов и видовые составы фаунистических комплексов. В связи с понижением неоген-четвертичной границы и включением в состав квартера гелазия, подпункт-лебяжинский комплекс стал самым древним для Западной Сибири. Для палеоплейстоцена, эоплейстоцена отмечается достаточно высокая степень экологического разнообразия таксонов, что может отражать определенную мультиландшафтность на территории равнины. Изменения в составе фауны млекопитающих раннего неоплейстоцена привели к формированию фауны с преобладанием таксонов, тяготеющих к открытым ландшафтам. Новые радиоуглеродные датировки показали более позднее (во второй половине позднего неоплейстоцена) вымирание некоторых доминантных таксонов среднего неоплейстоцена. Увеличившаяся степень близости видовых составов фаун среднего и позднего неоплейстоцена позволила автору предложить новый фаунистический комплекс – «тундро-степной» для всего объема среднего и позднего неоплейстоцена. Ранее выделявшиеся для этого интервала прииртышский, хазарский и мамонтовый фаунистические комплексы понижены до ранга подкомплексов. Объединяющим их является высокая доля общих таксонов и высокая степень специализации к тундро-степным ландшафтам.

Ключевые слова: крупные млекопитающие, четвертичный период, Западная Сибирь, биохронология, фаунистические комплексы

Благодарности: Автор выражает благодарность рецензенту за ценные замечания и подсказки, позволившие более полно отразить биостратиграфическую информацию по изученной территории.

Для цитирования: Shpansky A.V. Stratigraphic distribution of large Quaternary mammals in the territory of the West Siberian Plain // Геосферные исследования. 2024. № 1. С. 90–120. doi: 10.17223/25421379/30/6

Introduction

The Late Cenozoic is characterized by dynamic natural processes, such as the differentiation of the relief due to orogenic activity, the emergence and disappearance of land connections between continents and periodic changes in their outlines due to glaciations and associated marine transgressions and regressions. This dynamics was causing changes in climate and landscapes, leading to rapid changes in terrestrial ecosystems. The mammals were the most susceptible to those changes. Many groups have experienced adaptive radiation over the past 3–4 million years, and new subfamilies appeared with large generic and specific differentiation. In addition, the ecological structure of the mammal fauna that formed in the second half of the Pliocene is mostly a successor of the Hipparrion fauna that had been spread in the second half of the Miocene and the beginning of the Pliocene [Shpansky, 2008].

The ecological structure of the mammal fauna in the Quaternary was related to the predominance of open arid landscapes and was preserved until the end of the Pleistocene in the form of mammoth fauna. This structure is largely similar to the modern African savanna fauna [Vereshchagin, Baryshnikov, 1983; Shpansky, 2010, 2018a] with a large number of fast-running ungulates and a high variety of medium- and large-sized carnivorans.

Due to the recent lowering of the Neogene–Quaternary boundary to 2.6 million years and a large body of new data, including those with radiocarbon dating, a certain rethinking of the biostratigraphic basis for the division of Quaternary sediments of the West Siberian Plain is required. In the General Stratigraphic Scale of Russia, the Gelasian interval has not received a clear status. Thus, the author uses the term “Paleopleistocene” proposed by A.S. Tesakov [2013] and “regional Irtysh horizon” for sediments. Subdivisions of the Regional Stratigraphic Scale of the West Siberian Plain are used for the remaining periods [Unificirovannaya..., 2000]. The review presents data on the stratigraphic distribution of only large mammals. The research is based on data obtained as a result of the author’s own research and on the analysis of published works. Data on 30 multi-species localities of large mammals of the West Siberian Plain, some of which consist of several bone-bearing layers, and a number of other findings we analyzed. In addition to the territory of the West Siberian Plain, large localities from the Minusinsk Basin (Kurtak), the Pre-Altai Plain (the lower course of the Chumysh River), and the Kuzneck Basin (Kemerovo Province) are also considered. In the Pleistocene, these territories were similar to the West Siberian Plain in terms of landscape and climatic conditions.

Faunal complexes of Western Siberia after V.I. Gromov and E.A. Vangengeim

The first well-reasoned biostratigraphic scheme on mammals based on significant factual data was published by V.I. Gromov in 1939. For the Late Pliocene and Quaternary of the European part of the USSR, he identified nine faunal complexes: Khaprovsky, Psekupsky (divided into lower and upper), Taman, Tiraspol, Khazar and Upper Paleolithic (with the Late Mousterian) [Gromov, 1939, 1948]. V.I. Gromov proposed with a high degree of confidence the Khazar and Upper Paleolithic complexes for the West Siberian Plain. The older complexes only indicate the presence of “separate leading elements”. V.I. Gromov understood the faunal complex as a combination of animal species common for “certain more or less significant stratigraphic units of the Quaternary and for certain territories” [1939, p. 200]. V.I. Gromov proposed a phylogenetic tree of mammoth elephants (*Archidiskodon–Mammuthus*) as a leading group. Later, he compared faunal complexes of Eastern Europe with the existence time of various forms of mammoth elephants. The comparison became decisive for the assessment of the stratigraphic volume of the complexes [Gromov, 1961; Gromov et al., 1965]. Thus, the faunal complexes became biochrons of elephants of the *Archidiskodon–Mammuthus* phylogenetic lineage. This understanding of the faunal complexes is preserved to the present day.

V.I. Gromov’s ideas on the biostratigraphy of Northern Asia in general and the West Siberian Plain in particular were developed in the 1960s–1970s. Diverse geological and surveying, exploring and biostratigraphic works were carried out at this time by the effort of many geological organizations. Many localities of Neogene and Quaternary large and small mammals were identified. The extensive factual data were collected in the course of their implementation. Localities of ancient faunas (older than 1 million years) were found only in the southern part of Western Siberia, in the upper and middle courses of the Irtysh, Ob, and Ishim rivers. Miocene–Pliocene and Quaternary sediments are exposed in natural outcrops there. For the Late Pliocene and Eopleistocene, E.A. Vangengeim and V.S. Zazhigin [1965] proposed the Beteke, Lebyazhie, and Razdolian complexes. Later, the Kizikha and Vyatka complexes were identified mainly for small mammals [Vangengeim, Zazhigin, 1972; Zazhigin, 1980]. A summary of these data can be found in the monograph by E.A. Vangengeim [1977]. She included Be-tekey and Podpusk-Lebyazhie complexes, which until recently have been considered characteristic for the Middle and Late Pliocene, in the West Siberian “anthropogenic” mammalian complexes. She developed the basic principles of constructing biochronological scales for mammals for the Pliocene and Pleistocene [Vangengeim, 1982;

Vangengeim, Tesakov, 2008] and gave a clear definition for the term “faunal complex” [Vangengeim, 1977, 1982]. The important “condition – presence of a standard locality” is added to the already traditional “Gromov” criteria for the allocation of complexes [Vangengeim, 1977, p. 71].

Estimates of the Middle Neopleistocene fauna have remained unclear until today. There is a case when within one zoogeographic province two conditionally identical complexes are distinguished – Priirtysh [Kozhamkulova, 1969] and “Tatarka fauna” [Vangengeim, 1977]. According to the authors, they correspond to the first half of the Middle Neopleistocene and are comparable with the Singilsky complex of Eastern Europe. V.S. Kozhamkulova defined the Pavlodar Priirtyshye as a type locality for the Priirtysh complex. The locality near the village of Tatarka is also situated within this area. In addition, B.S. Kozhamkulova estimated the existence interval of the Priirtysh complex very widely – from the end of the Early Neopleistocene to the beginning of the Late Neopleistocene. The “Tatarka fauna” is a local fauna, the data of which mainly comes from R.A. Zinova’s beach collections (1966–1967, Geological Institute RAS, collection 895).

Stratigraphic distribution of Quaternary large mammal taxa in Western Siberia

A brief overview of the stratigraphic distribution of Quaternary mammal taxa within the West Siberian Plain is given at family level.

Elephantidae

The most common elephant findings within the West Siberian Plain are the remains of the *Archidiskodon-Mammuthus* clade. The teeth of elephants are common and well diagnosed. The remains of *Archidiskodon meridionalis gromovi* Garutt et Alexejeva, *A. m. meridionalis* (Nesti), *Mammuthus trogontherii trogontherii* Pohlig, *M. t. chosaricus* Dubrovo, *M. primigenius* Blumenbach are found within the West Siberian Plain (Fig. 1). The remains of an earlier form of the archidiskodontic elephant, *A. rumanus*, known from the early European Villafrancian sediments, have not been found in the West Siberian Plain.

The most ancient findings of mammoth elephants in the territory of the West Siberian Plain come from sediments of the Irtysh formation in Lebyazhye 2, Podpusk 1 and 2. The remains of the nominate southern elephant (*A. m. meridionalis*) are rare; fragments of teeth and a phalanx from the upper part of the Irtysh formation in Lebyazhye 2 and Moiseyevka 1 (Pavlodar Province) and teeth from sediments of the Kochkovsky horizon near the village of Ust-Talovka (Altai Priirtyshye region) are found [Vislobokova, 1973; Zhylkibaev, 1975]. In the south-west of Western Siberia, remains from the lower

part of the Zhunshilik formation (Late Eopleistocene) are found near Arkalyk [Kozhamkulova, 1969; Zhylkibaev, 1975]. A fragment of an ancient elephant tooth is noted by I.A. Vislobokova [1973] from Moiseyevka 2 on the Irtysh River. She suggested that it belonged to the progressive form *A. m. tamicensis* Dubrovo. The distribution time of the southern elephant is estimated to be within the second half of the Paleopleistocene and the first half of the Eopleistocene.

The remains of *Mammuthus* Burnett elephants are much more common and not only in the form of isolated teeth. For *M. trogontherii trogontherii*, the author described two skeletons – from Pyatirizhsk on the Irtysh River [Shpansky et al., 2008] and Ust-Tarki on the Om River [Shpansky et al., 2015]. The last molars of the elephant from Ust-Tarka are strongly worn and look more primitive in their structure. They also appeared to be a transitional type between *A. meridionalis* and *M. trogontherii*. It can be assumed that the geological age of this elephant is earlier (the beginning of the Early Neopleistocene) than the elephant from Pyatirizhsk. Both skeletons belong to adult specimens, which can reflect greater intraspecific variability. In addition, the Pyatirizhsk skeleton is 70 cm higher than the Ust-Tarka skeleton.

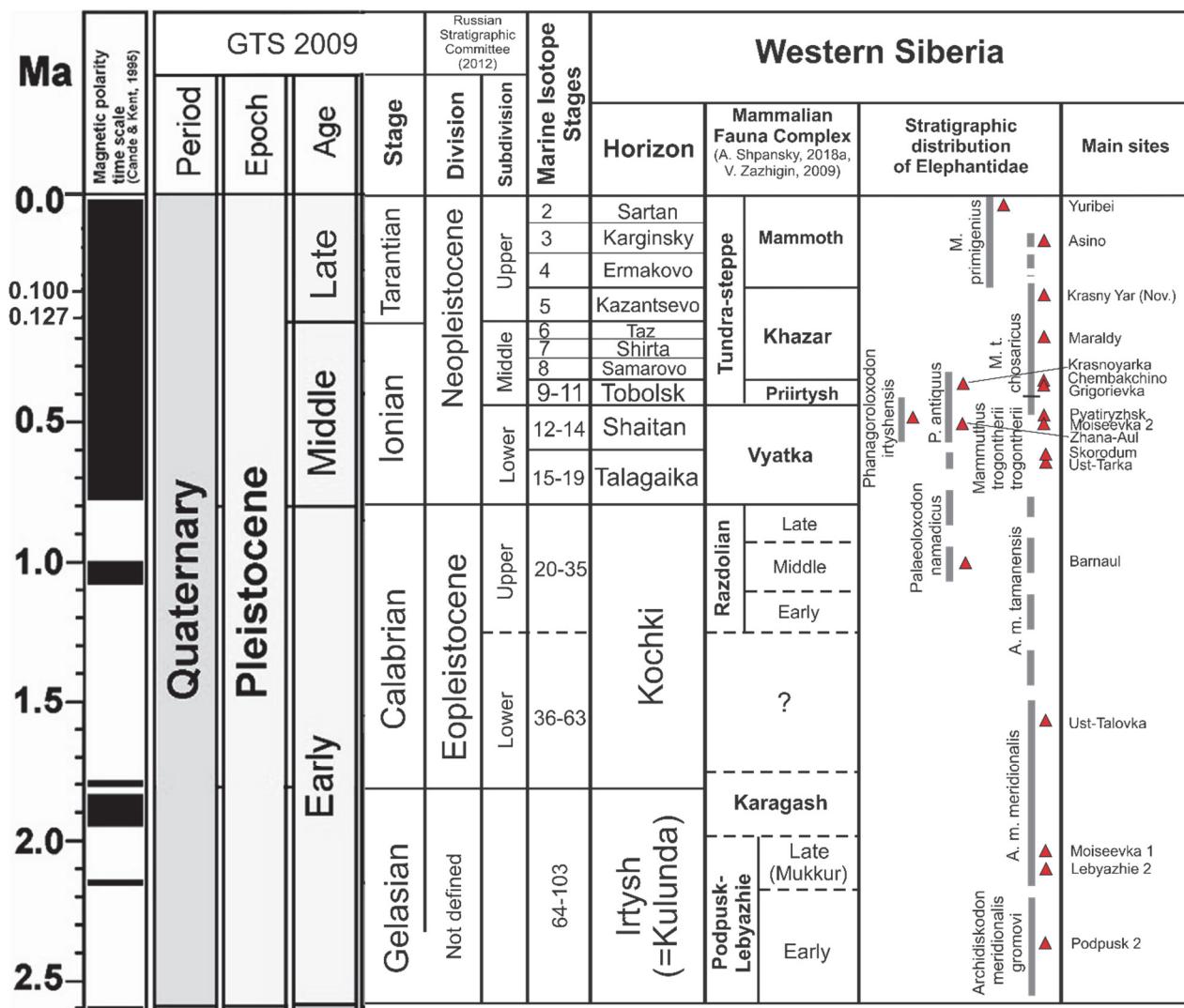
M. trogontherii was replaced by *M. t. chosaricus* at the border of the Early and Middle Neopleistocene. *M. t. chosaricus* is already present in the Priirtysh complex of Grigoryevka [Shpansky et al., 2007]. To the same elephant, the author [Shpansky et al., 2015] refers the skeleton from Chembakchino, described by P.A. Kosintsev as *M. t. trogontherii* [Kosintsev et al., 2004]. The latest findings of *M. t. chosaricus* are the remains from layer 6 of Krasny Yar (Novosibirsk Province) [Vasiliev, 2005]. The age of these sediments is estimated as Kazantsevsky (MIS 5e). An elephant with a structure of teeth of a transitional type between *M. t. chosaricus* and *M. primigenius*, defined by L.I. Alekseeva as an early type of mammoth, had already existed in Eastern Europe as part of the Shkurlat complex during the Mikulinsky period [Alekseeva et al., 1984; Alekseeva, 1990]. Nevertheless, the main morphological features of elephat teeth (frequency of plates per 10 cm, enamel thickness) from Shkurlat and Mezhevikhino are within the range of variation of *M. t. chosaricus* from other localities. In addition, the findings of *M. trogontherii chosaricus* and *M. intermedius* are indicated in the sediments of the Mikulinsky Interglacial (MIS 5e) of the early Late Neopleistocene for Eastern Europe [Dubrovo et al., 2007; Bagusheva, Titov, 2021]. An even more recent finding is a skull from Asino (Tomsk Province) [Shpansky, 2000]. AMS dates 41.865 ± 1990 ka BP (UBA-38453) and 42.670 ± 1310 ka BP (UBA-39395) were obtained by them [Shpansky, Kuzmin, 2021].

The Late Pleistocene is characterized by numerous remains of the typical mammoth *Mammuthus primigenius*

with fine enamel and high plate frequency of 10 cm. At the same time, large accumulations of mammoth bones or skeletons are confined to the deposits of the Late Pleistocene (25–15 thousand years) [Puchkovskaya, Shpansky, 2023].

In addition to the well-studied mammoth elephant line *Archidiskodon*–*Mammuthus*, *Elephas* Falc. et Cautl. elephants, belonging to the group of forest elephants of the subgenus *Palaeoloxodon* Matsumoto, were distributed within the West Siberian Plain. The most ancient finding of *Elephas* (*Palaeoloxodon*) cf. *namadicus* (Falc. et

Cautl.) is a tooth fragment recovered from the greenish-gray and blue-gray loam soil of the Erestnaya formation (Upper Eopleistocene) near Barnaul [Vislobokova, 1973]. The remains of a more progressive forest elephant *E. (Palaeoloxodon) antiquus* (Falc.) were found in Zhana-Aul, Krasnoyarka (Pavlodar Province) in the early Middle Neopleistocene [Dubrovo, 1960]. There is a general trend in changes in the teeth structure among forest elephants as well as in mammoth elephants. The frequency of plates increases by 10 cm of the crown length and enamel thickness decreases.



Rhinocerotidae

Remains belonging to representatives of three rhino genera are found in the territory of the West Siberian Plain – *Stephanorhius*, *Coelodonta* (subfamily Dicerorhininae), and *Elasmotherium* (subfamily Elasmotheriinae).

The phylogeny of the genus *Elasmotherium* Fischer remains unclear. A.K. Shvyreva [2015, 2016] notes the presence of four species in southern Eastern Europe – *Elasmotherium peii* Chow (Late Pliocene–Paleopleistocene), *E. chaprovicum* Shvyreva (Paleopleistocene, first half of Middle Akchagyl), *E. caucasicum* Borissiak (Late Paleopleistocene–Eopleistocene, Apsheron), and *E. sibiricum* Fischer (Early-Late Neopleistocene). Remains of *Elasmotherium* are quite numerous in Central and Northern Kazakhstan and also in the south of the West Siberian Plain. B.S Kozhamkulova [1981] notes 30 localities of different geological age from the Gelasian (Podpusk) to the Middle Neopleistocene (main group).

A series of findings dated to the Karginsky Interglacial has been added to them recently [Shpansky et al., 2016a; Kosintsev et al., 2019]. The oldest findings of *Elasmotherium* within the West Siberian Plain come from the sediments of the Irtysh formation (Gelasian) near the village of Podpusk (Pavlodar Province). Their genus is currently difficult to define due to the scarce data. I.A. Vislobokova notes the similarity of the remains to *E. sibiricum* [Vislobokova, 1996]. The data available to the author shows that the *Elasmotherium* from Podpusk was smaller than *E. caucasicum*, but larger than *E. sibiricum*. According to the geological age, these remains are comparable to the existence time of the Chinese *E. reii* or the Liventsovian *E. chaprovicum*. The importance of specific interpretation of the findings in Pavlodar Province increases due to the very large distance among ancient representatives of *Elasmotherium* since they are geographically located approximately in the middle. *E. sibiricum* is established for the Neopleistocene of Western Siberia (Fig. 2).

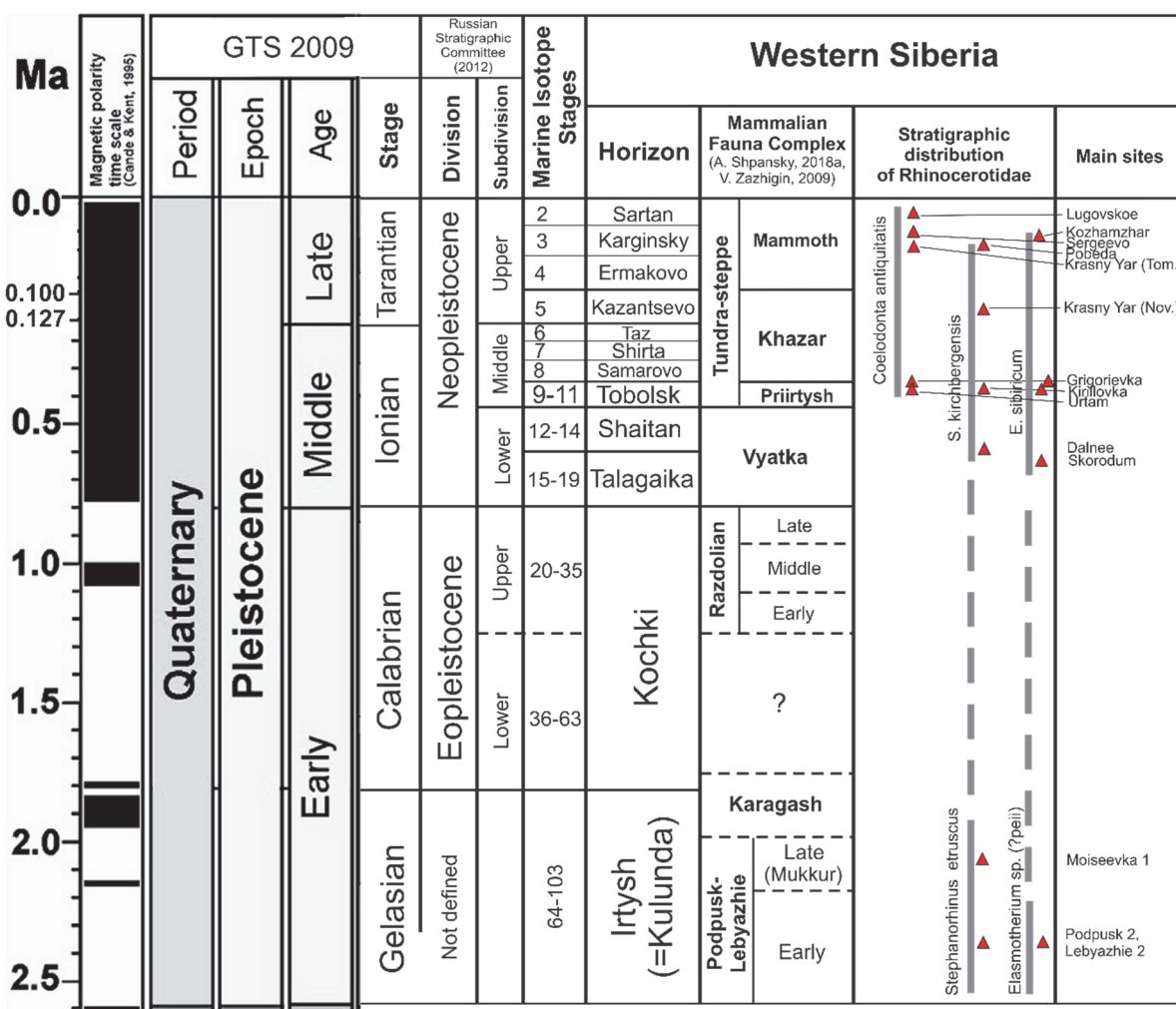


Fig. 2. Scheme of stratigraphic distribution of rhinos of the genera *Coelodonta*, *Stephanorhinus*, and *Elasmotherium* within the West Siberian Plain

Рис. 2. Схема стратиграфического распространения носорогов родов *Coelodonta*, *Stephanorhinus* и *Elasmotherium* в пределах Западно-Сибирской равнины

The findings of *Elasmotherium* in Grigoryevka (Pavlodar Province) are dated to the sediments of the Middle Neopleistocene Tobolsk horizon. They are found together with the remains of *Coelodonta antiquitatis* Blum as part of the Priirtysh faunal complex [Shpansky et al., 2007; Shpansky, 2018b]. This is the first co-occurrence of *Elasmotherium* and woolly rhino (*Coelodonta antiquitatis*).

A skeleton fragment found on the Burluk River near the village of Kirillovka in 2016 is an important finding of *Elasmotherium* (North-Kazakhstan Province) [Shpansky et al., 2017]. The upper tooth of *Stephanorhinus kirchbergensis* was found together with the *Elasmotherium* skeleton. The co-occurrence of these rhino species is noted for the first time. The geological age of the remains is between Early and Middle Neopleistocene.

The genus *Stephanorhinus* Kretzoi within the West Siberian Plain has been intensively studied only in the last few years [Shpansky, Billia, 2012]. The genus is represented in the territory of the West Siberian Plain by two species – *S. etruscus* Falconer and *S. kirchbergensis* Jäger. The most ancient remains of *S. etruscus* come from sediments of the Irtysh formation in Lebyazhye 2 and Moiseyevka 1 (Fig. 2) [Shpansky, Ilyina, 2020].

About 20 record localities of *S. kirchbergensis* were identified in the territory of the West Siberian Plain, including several lower jaws with teeth [Shpansky, 2016, 2017; Lobachev et al., 2021]. The geological age of the localities within the West Siberian Plain is from the second half of the Early Neopleistocene to the Karginsky horizon of the Late Neopleistocene (see Fig. 2). The most ancient finding is a lower jaw recovered from sediments of the upper sub-formation of the Zhunshilik formation (the second half of the Early Neopleistocene) in the northeast of the Turgay trough (Akmolinsk Province). More ancient localities (the first half of the Early Neopleistocene) are found in the south of Kazakhstan – Koshkurgan and Kapchagay. Most findings of *S. kirchbergensis* in Western Siberia and in Eurasia in general come from the Middle Neopleistocene [Shpansky, 2017]. Within the West Siberian Plain, the most recent finding is the lower jaw from alluvium near the village of Pobeda on the Chumysh River (Altai Krai). The radiocarbon age of the finding is 43.3–44.4 ka cal BP [Kirillova et al., 2021].

Only the remains of *C. antiquitatis* Blumenbach that existed during the Middle–Late Neopleistocene are found for the genus *Coelodonta* Brönn within the West Siberian Plain (Fig. 2). Findings of *C. cf. tologojensis* Bel., defined by I.V. Foronova [2001] in the upper part of the Sergey formation (the beginning of the Early Neopleistocene) in the Bachatsky and Mokhovo quarries of Kuzbass are doubtful since the author has not specified the data and not provided a description. The older species *C. thibetana* Deng et al. was not found within the West

Siberian Plain. From the Kurtak locality (left bank of the Yenisei River), metatarsale III and IV, closest to the Chinese *C. nihewanensis* Kahlke of Eopleistocene age, have been described [Klementiev, Laptenok, 2021]. The most ancient findings of *C. antiquitatis* are obtained from the sediments of the Tobolsk horizon in Grigoryevka (Pavlodar Province) on the Irtysh River. According to B.S. Rusanov [1968], the subspecies identified as *C. antiquitatis pristinus* Russ., *C. a. jacuticus* Rusanov and *C. a. humilis* Russ. lived in the Early, Middle, and Late Neopleistocene, respectively. Later, P.A. Lazarev [2008] identified *C. jacuticus* as an independent species from the Middle Neopleistocene. Revision of these taxa allowed reducing them to junior synonyms of the nominate species *C. antiquitatis* [Shpansky, Boeskorov, 2018].

Equidae (Equinae)

Horses of the genus *Equus* first appear in the sediments of the Aksorskaya formation (end of the Upper Pliocene) in the territory of the West Siberian Plain. The limb bones of the archaic horse *Equus (Allohippus)* sp. were found in Lebyazhye 1 [Vislobokova, 1996]. The remains of two horse forms were found in the sediments of the Irtysh formation (Podpusk 1, 2, Lebyazhye 2) – large *Equus livenzovensis* Bajgusheva and small *Equus* sp. 1 (Fig. 3). Numerous teeth and remains of a postcranial skeleton are referred to *E. livenzovensis* [Vislobokova, 1996]. Earlier, L.A. Makarova [1955] and I.A. Vislobokova [1973] referred these remains to *E. cf. stenonis* Cocchi. Other researchers have referred this horse to *Equus ex gr. robustus* Pomel [Vangengeim, Zazhigin, 1965] or *Allohippus robustus* [Kozhamkulova, 1969, 1981]. I.A. Vislobokova [1973] obtained the remains of a large horse, close to the Suessenborn horse *E. cf. sussenbornensis* Wüst, from the upper part of the Irtysh formation in Podpusk 1 and 2. More recent findings of this horse are reported from the sediments of the Sergey formation (Upper Eopleistocene) in Kuzbass [Foronova, 2001]. Distal limb bones of the small horse *Equus* sp. 2 were found together with *E. cf. sussenbornensis* in Podpusk. According to I.A. Vislobokova [1973, p. 124], they may belong to the “early form of the *Asinus* subgenus”. Reliable remains of horses are not found for the first half of the Eopleistocene in the territory of the West Siberian Plain. I.V. Foronova [1990] identified a new species *Equus singularis* for Kuzbass from sediments of the Mokhovo formation. Findings of the phalanges of a large “broad-toed” horse, identified by V.E. Ryasina [1962] as *E. ex gr. robustus*, were obtained for the end of the Eopleistocene from the upper part of the Erestnaya formation of the Pre-Altai Plain (Vyatkino, Belovo). Later, I.A. Vislobokova [1973] identified it as *Equus* sp. 3 suggesting that these remains could belong to a new species.

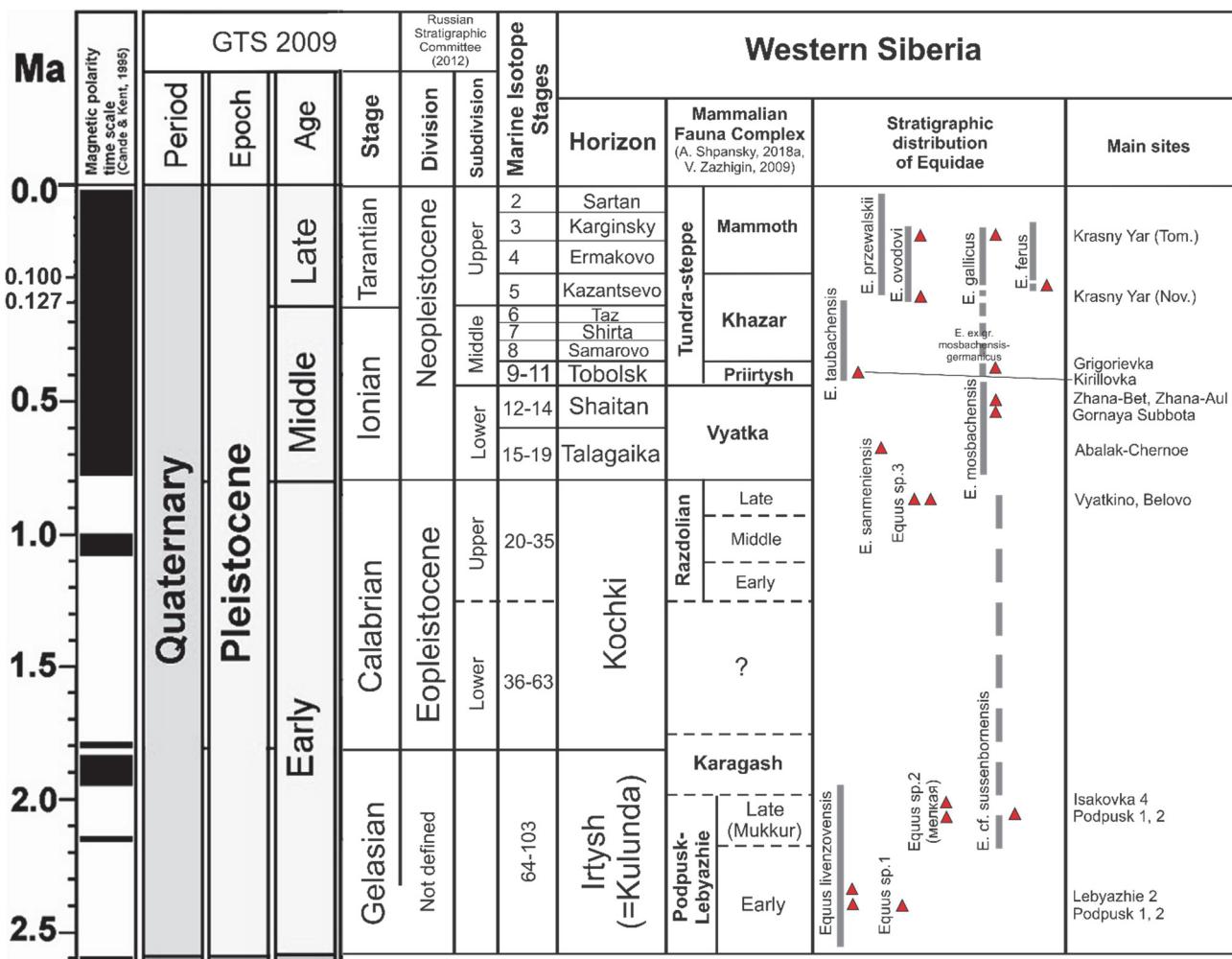


Fig. 3. Scheme of stratigraphic distribution of representatives of the family Equidae

Рис. 3. Схема стратиграфического распространения представителей семейства Equidae

The Early Neopleistocene is characterized by the findings of *Equus ex gr. mosbachensis* Reich. Its most northern findings were reported from near Tobolsk [Kaplyanskaya, Tarnogradskiy, 1974] and the village of Gornaya Subbota [Kozhamkulova, 1981]. In the south of the West Siberian Plain, its remains are found on the Irtysh River near the village of Zhana-Bet [Kozhamkulova, 1981] and in Kuzbass [Foronova, 2001]. In the lower reaches of the Irtysh River, A.N. Motuzko [1975] found the remains of *Equus ex gr. sanmeniensis* Teilh. et Piv. in the sediments of Tobolsk sands exposed between the villages of Abalak and Chernoe. The existence time of this horse is estimated as Late Eopleistocene and Early Neopleistocene [Vangengeim, 1977].

The horse remains of the Middle–Late Neopleistocene in multi-species localities of Western Siberia make up 19–40 % of the total number of mammalian remains and together with bison are the most widespread [Kosintsev, Vasiliev, 2009; Shpansky et al., 2016b; Shpansky, 2018a]. Several horse species are proposed by different

authors for the Middle–Late Neopleistocene. B.S. Kozhamkulova [1981] includes all large horses of Kazakhstan and the south of Western Siberia in one group of caballoid horses *E. caballus* subsp. explaining this by the lack of series data from different localities. She divides the horses of the Late Neopleistocene into *E. gmelini* Antonius, *E. przewalskii* Poljakow and distinguishes separately the kulans and donkeys *E. hemionus* Pallas, *E. (Asinus) hydruntinus* Regalia. According to the majority of researchers, two horse morphotypes (small and large) lived at the same time within the West Siberian Plain in the Late Neopleistocene. Earlier, small horses from the territory of Western Siberia were classified as *E. hydruntinus* or *E. hemionus* [Kozhamkulova, 1981; Foronova, 1990]. Currently, all small horses that lived in the late Pleistocene in the territory of the south-east of the West Siberian Plain belong to two species – *Equus (Sussemionus) ovodovi* Eisenmann et Vasiliev and *Equus hemionus* Pallas [Plasteeva et al., 2019]. There is no consensus on the species of large horses in Western Siberia.

Some researchers unite them with the Gallic horse of Europe, *E. ex gr. gallicus* Prat. [Foronova, 1990; Shpansky, 1999]. I.E. Kuzmina [1997] suggests the occurrence of the broad-toed horse *E. latipes* Grom in the south of Western Siberia. N.A. Plasteyeva notes the distribution of the wild horse (tarpan) *E. ferus* Boddaert. She also notes the succession of Pleistocene and Holocene horses [Kosintsev et al., 2013]. It is assumed that the more ancient horses *E. ex gr. mosbachensis-germanicus* and *E. aff. taubachensis* [Foronova, 1990] are ancestral forms of *E. ex gr. gallicus* and *E. przewalskii* for the Kuznetsk Basin at the beginning of the Late Neopleistocene. The mass presence of very large remains (according to metapodials and ungulate phalanges), corresponding to *E. ex gr. mosbachensis-germanicus* and even *E. mosbachensis* in their morphometric parameters in

Krasny Yar (Tomsk Province) together with the remains typical for *E. gallicus* (with the same preservation) [Shpansky, 1999], raises doubts about the methodological basis for the allocation of these taxa and rather suggests a large intraspecific variability in the size of horse bones.

It can be noted that two morphotypes of horses occurred during the entire Pleistocene in the territory of the West Siberian Plain – a large caballoid type and a small donkey-kulan type.

Bovinae

Bovids were highly diverse in faunas of the Quaternary period, and within the West Siberian Plain were represented by three subfamilies: Antilopinae, Caprinae, and Bovinae (Fig. 4).

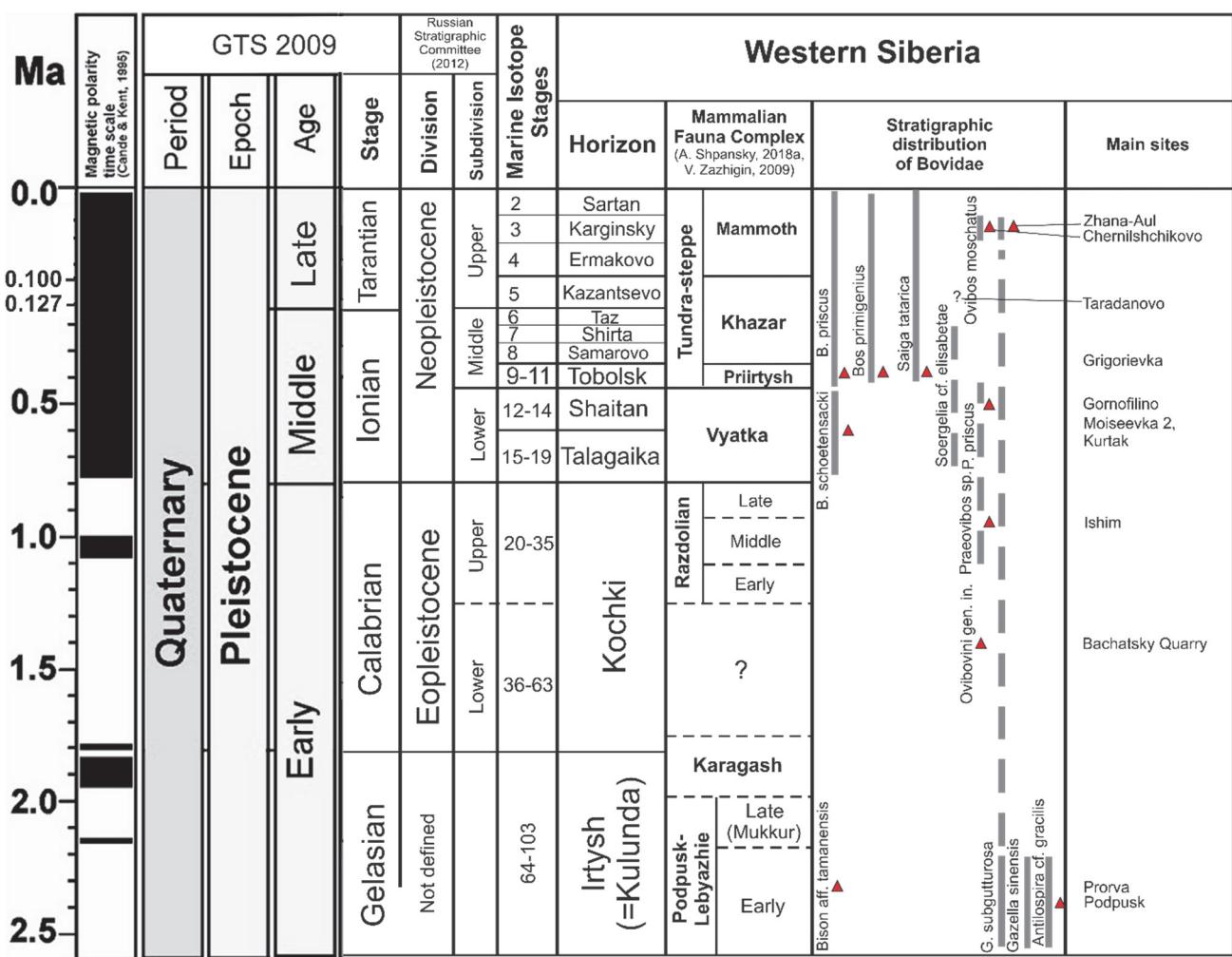


Fig. 4. Scheme of stratigraphic distribution of representatives of the family Bovidae

Рис. 4. Схема стратиграфического распространения представителей семейства Bovidae

Two horn cores of the most ancient spiral horned antelope are described by R.K. Kambaritdinov [1969] from the sediments of the Irtysh formation in Podpusk. According to B.S. Kozhamkulova [1981], they are close to *Antilopspira cf. gracilis* Teil. de Chard. et Young. I.A. Vislobokova [1973, 2008] refers the remains to *Antilopspira* sp.

Gazelles of the genus *Gazella* Blanville are represented by the Chinese gazelle (*G. sinensis* Teil. de Chardin et Piveteau) and the black-tailed gazelle (*G. subgutturosa* Güld.). Both species are found in Pavlodar Priirtysh: from the sediments of the Irtysh formation near Podpusk (complete skeleton of *G. sinensis* [Motuzko, 1971]) and 4 km

to the north-east from Podpusk (*G. subgutturosa* [Kozhamkulova, 1969, 1981]). The remains of jeyran are found from the Upper Neopleistocene sediments – 40 km to the north-west from Arkalyk (Kustanay Province) and near the village of Zhana-Aul (Pavlodar Province) [Kozhamkulova, 1969, 1981].

The subfamily of caprines (Caprinae Gill) is represented by two tribes: goats (Caprini Simpson) and musk oxen (Ovibovini Simpson). There are no reliable findings of the remains of representatives of the genus *Capra* L. in the territory of the West Siberian Plain, although *Capra sibirica* Pallas is quite common in Paleolithic cave complexes of the Altai Mountains [Agadjanian, Shunkov, 2018]. The situation is similar with the remains of argali *Ovis ammon* L., but B.S. Kozhamkulova [1969] notes the findings of postcranial bones in Pavlodar Priirtysh in Upper(?) Neopleistocene sediments. These findings require confirmation. The genus *Saiga* Gray is represented by a single species *S. tatarica* L. The most ancient remains of saiga were obtained by the author from Grigoryevka (Tobolsk horizon) on the Irtysh River (Pavlodar Province) [Shpansky et al., 2007]. Extensive comparative and morphological studies of saiga skulls of different geological ages have shown that during the Middle–Late Neopleistocene the modern type species *S. tatarica* existed [Ratajczak et al., 2016]. Previously, it was believed that the fossil remains of saiga belonged to a separate species – *S. borealis* Tschersky. The subspecies of saiga *S. ricea krasnojarika* Shpansky, previously identified by the author based on a skull from Krasny Yar (Tomsk Province) [Shpansky, 1998], was referred to *S. tatarica* in the result of detailed morphological analysis and thorough comparison [Ratajczak et al., 2016]. In addition, the cranial remains from Krasny Yar, as well as the remains of the saiga from the Middle Neopleistocene (Grigoryevka), somewhat differ from the typical *S. tatarica*. It can be suggested that these differences may exist on subspecific level [Ratajczak et al., 2016].

One of the earliest findings of musk ox remains in the territory of the West Siberian Plain is an incomplete skull of *Praeovibos* sp. obtained by R.A. Zinova [1972] above the mouth of the Ishim River and referred to the Late Eopleistocene. An even earlier finding may be an upper jaw fragment of Ovibovini gen. indet., recovered from the Bachatsky quarry from sediments of the Mokhovo formation (Kuzbass) [Foronova, 2001; Vislobokova, 2008], comparable with the first half of the Eopleistocene. N.E. Bobkovskaya [2002] mentions the discovery of two fragments of *P. priscus* skulls from the Lower Neopleistocene sediments in Gornofilino. The remains of *Ovibos moschatus* Zimm are found in sediments of the second half of the Upper Neopleistocene. Earlier, it was suggested that the fossil remains of musk oxen belonged to an independent species – *O. pallantis* H. Smith, but a comparative analysis of morphometric parameters of the

skulls showed a high degree of similarity between the fossils and the modern musk oxen [Stefaniak et al., 2021]. The southernmost dispersal of the musk ox in the West Siberian Plain is observed at the end of the Karginsky Interglacial (up to 56° N) and especially during the Sartan period (up to 54° N) [Malikov et al., 2020].

The genus *Soergelia* Schaub is represented by rare findings of *S. cf. elisabetae* Schaub in sediments of the second half of the Eopleistocene and Lower Neopleistocene [Kozhamkulova, 1981; Vislobokova, 2008]. The remains of *Soergelia* are not found in the Middle Neopleistocene sediments. Nevertheless, its remains are again present in Novosibirsk Priobyre – the alluvial locality of the Upper Neopleistocene [Vasiliev, 2010, 2011]. More than 50 specimens were found in Taradanovo. According to S.K. Vasiliev [2010, 2011], the radiocarbon date obtained by the AMS method (more than 41,060 ka BP, AA-79331) on the skull of *Soergelia* from Taradanovo is exorbitant.

The subfamily Bovinae Gill within the West Siberian Plain is represented by the tribe Bovini Simpson and two genera – *Bison* and *Bos*. Representatives of the genus *Bison* H. Smiths appear in the territory of the West Siberian Plain from the Paleopleistocene. A horn core from the sediments of the Irtysh formation in Prorva (Pavlodar Province) was identified as *B. (Eobison) aff. tamanensis* N.Ver. [Kozhamkulova, 1981]. Bison of the subgenus *Bison* have appeared since the Early Neopleistocene. The earliest findings of *B. (Bison) cf. schoetensacki* Freud. are obtained near Moiseevka and Krasnokutsk on the Irtysh River (Pavlodar Province) [Kozhamkulova, 1981] and near the village of Maly Atmas (Omsk Province) [Motuzko, 1971]. The author found the horn core in the dense sand and pebble sediments in Berezhkovo (Kurtak) on the Yenisei River (Krasnoyarsk Krai) [Shpansky et al., 2020]. Earlier finds of *B. schoetensacki* were recorded in the Nazarov Depression [Puminov, Buzulutskov, 1968]. *B. priscus* Boj has become ubiquitous since the Middle Neopleistocene. The share of its remains in multi-species localities reaches 20–42% [Shpansky et al., 2016b]. The extinction time of bison is close to the extinction time of mammoths and woolly rhinos (*Coelodonta antiquitatis*). The youngest dates for bison were obtained from the Koksa River (12,090±120 ka BP, GrA 6615), the Alei River (12,300±450 ka BP, GrA 8087), and the Orda River (9,320±95 ka BP, GrA 4568) [Vasiliev et al., 2007; Rusanov et al., 2010]. The genus *Bos* L. in Western Siberia is represented by *B. primigenius* Boj. Its oldest remains are found in Grigoryevka (Pavlodar Province) [Shpansky, 2009]. A complete skull was found near the village of Kachira on the Irtysh River (Pavlodar Province). Single Late Neopleistocene remains of bovids are found throughout the southern part of the West Siberian Plain (Pavlodar, Kokchetav, and Akmola Province). However, there are no radiocarbon dated bovid remains from

these localities yet. In addition, a bovid skeleton was found in Tuva having an Early Holocene age ($9,860 \pm 160$ ka BP, SB RAS -6336) [Lavrov, Zabelin, 2007].

Cervidae

Pleistocene deer in the territory of the West Siberian Plain are represented by three subfamilies: Cervinae, Odocoileinae, and Alcinae. The true deer of the Cervini tribe are represented by the extinct genus *Eucladoceros* Falc. and the modern genus *Cervus* L. The only finding of an antlered deer is *Eucladoceros* sp. described by I.A. Vislobokova in Podpusk 1 [Vislobokova, 1996]. B.S. Kozhamkulova [1969] notes the most ancient remains of *Cervus elaphus* in Early Neopleistocene sediments near the village of Lebyazhye (Fig. 5). The Middle Neopleistocene sediments helped to find the remains of *C. elaphus* from Pyatiryzhsk, Moiseyevka and other numerous remains, including skulls and a skeleton fragment from Grigoryevka [Shpansky et al., 2007]. *C. elaphus* is widely distributed and occurs quite often in the Late Neopleistocene. The share of its remains in multi-species localities is from 2 to 5% [Shpansky, 2018a]. Phylogenetic and biogeographic studies have shown that during the Late Pleistocene, the same haplotype of *Cervus elaphus* existed in the territory of the West Siberian Plain [Doan et al., 2022].

Giant deer of the genus *Megaloceros* Brookes are represented by the species *M. giganteus* (Blum.) (Fig. 5). V.V. Shcheglova [1950, 1958] made an attempt to divide giant deer into two subspecies of different age – *Megaloceros giganteus ruffi* (Nehr.) for the Middle Neopleistocene and *M. giganteus giganteus* (Blum.) for the Late Neopleistocene, which was confirmed by data from the south-east of the West Siberian Plain [Shpansky, 2011]. An almost complete skeleton of *M. giganteus giganteus* is found in Dzhambul (Pavlodar Province) [Shpansky, 2014]. Its radiocarbon dating is $43,600 \pm 550$ ka BP (OxA-20250). The last giant deer in the south of Western Siberia were preserved in the first half of the Holocene. They are found in localities of the Novosibirsk Province – Preobrazhenka 6 ($7,865 \pm 40$ ka BP, GrA-56935) and Sopka 2 ($7,925 \pm 40$ ka BP, GrA-56934) [Plicht et al., 2015]. Several Holocene dates were obtained from Priangarye (from 8,890 to 10,320 radiocarbon years) and the Chernigovsky quarry in Kemerovo Province ($10,055 \pm 45$ ka BP, OxA-13026). The youngest findings of the giant deer today are an incomplete skeleton from Kamyshlov (Sverdlovsk Province [Shpansky, 2014]), its radiocarbon age is $6,816 \pm 35$ ka BP (KIA-5669), and a skull from Redut on the Miass River ($6,968 \pm 33$ ka BP, KIA-5668) [Soubrier et al., 2016]. Such young dates indicate the preservation of a refugium in southern Siberia with favorable conditions for *M. giganteus* [Plicht et al., 2015; Shpansky, 2021a].

Quaternary roe deer (Odocoileinae: Capreolini) are represented by a single genus *Capreolus* Gray. The most ancient remains of *Capreolus* sp. were found by I.A. Vislobokova [1973] in the upper part of the Irtysh formation in Podpusk 2 [1996]. *C. capreolus* L. is represented by singular findings in the Upper Neopleistocene sediments in the south-east of Western Siberia (Pre-Altai Plain) and in Kazakhstan. More numerous remains have been found in cave complexes of the Altai Mountains and are associated with the activity of the Paleolithic man [Agadjanian, Shunkov, 2018].

The most ancient finding of the reindeer *Rangifer* sp. is a skull fragment from the sediments of the Mukur formation (the second half of the Paleopleistocene) in Isaikovka 4, Omsk Province [Bondarev et al., 2017] (Fig. 5). I.V. Foronova [2001] notes the finding of a reindeer in the Mokhovo quarry at the base of the Kedrovskaya formation (Lower Neopleistocene) in Kuzbass. The remains of *Rangifer tarandus* L. occur quite regularly from the end of the Middle Neopleistocene.

The history of Alcinae in Eurasia, at present, is well studied by P.A. Nikolsky [2010]. The remains of moose in the territory of the West Siberian Plain are represented by two genera – *Cervalces* Scott and *Alces* Gray. The most ancient broad-fronted moose are *Cervalces* sp. found in the upper part of the Irtysh formation near Podpusk [Vislobokova, 1973, 1996, 2008] and *Alces* sp. from the sediments of the Mokhovo formation (Lower Eopleistocene) in the Bachatsky quarry (Kemerovo Province) [Foronova, 2001]. The remains of *Cervalces latifrons* Johnson are rare. I.V. Foronova [2001] notes the remains from the Sagarlyk formation of the Upper Eopleistocene. A.N. Motuzko [1970b] describes a horn fragment found in Early Neopleistocene sediments near the village of Skorodum (Omsk Province). N.E. Bobkovskaya [2002] found a lower jaw in Gornaya Subbota; a skull fragment without antlers was found in the sediments of the Tobolsk horizon at the base of Krivosheinsky Yar and Krasny Yar (Tomsk Province) and is considered to be the youngest finding [Shpansky, 2005a]. According to P.A. Nikolsky [2010], the broad-fronted moose of the Early–Middle Neopleistocene is represented by three species, successively replacing each other – *Cervalces (Latifrons) amplicontus* (between the Eopleistocene and Neopleistocene), *C. (Latifrons) alaskensis* (Early Neopleistocene), and *C. (Latifrons) latifrons* (the beginning of the Middle Neopleistocene). The rare occurrence of remains of the broad-fronted moose, at present, does not allow giving an accurate taxonomic assessment of the available data from Western Siberia. The moose *Alces alces* L. spread from the second half of the Middle Neopleistocene. Their remains reach the greatest number during the Karginsky Interglacial and Holocene.

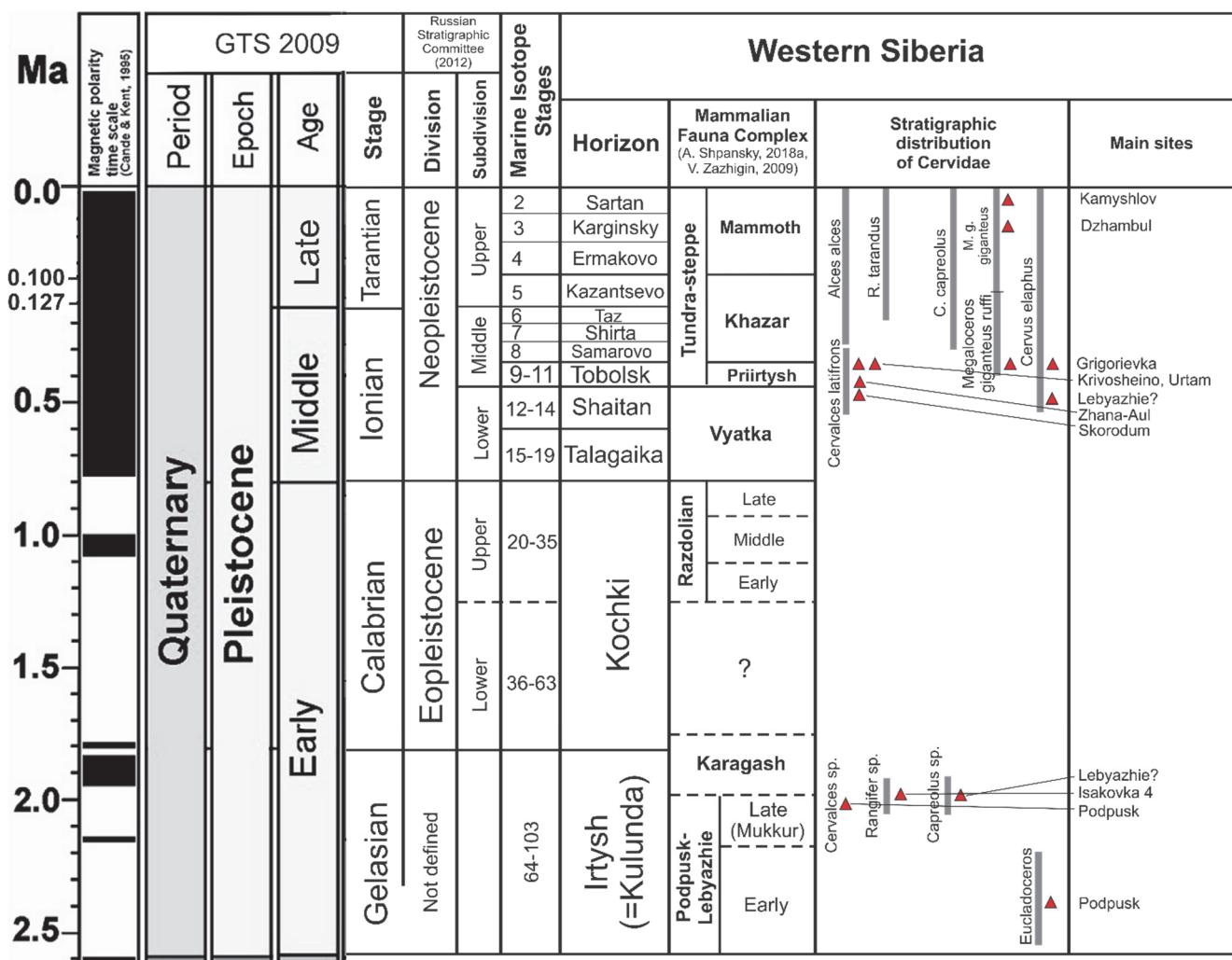


Fig. 5. Scheme of stratigraphic distribution of representatives of the family Cervidae

Рис. 5. Схема стратиграфического распространения представителей семейства Cervidae

Camelidae

The West Siberian Plain was inhabited by representatives of two genera of camels during the Quaternary period – *Paracamelus* Schlosser and *Camelus* L. (Fig. 6). The first genus is represented by the species *P. gigas* Schlosser, the second one by the species *C. knoblochi* Poljakov.

The findings of the older camel *P. praebactrianus* (Orlov) are reported from Upper Pliocene sediments (Bitekeysky horizon) in Northern Kazakhstan within the Iliysky faunal complex (MN 16) [Kozhamkulova, 1981].

The remains of *P. gigas* are found in gelasium sediments in Podpusk [Kambaritdinov, 1969]. The youngest remains of *P. gigas* come from the sediments of the Karaul formation of the Lower Neopleistocene near the village of Zhana-Aul (Pavlodar Province). Here its remains are found together with other species of the Koshkurgan (=Vyatka for the West Siberian Plain) faunal complex: *E. (Palaeoloxodon) antiquus*, *Equus mosbachensis*, *Elasmotherium sibiricum*, *Cervales*

latifrons, *Gazella* sp., and *Praevibos* sp. [Kambaritdinov, 1969]. One camel bone was found in the blue-gray clays exposed on Lake Maraldy. The accompanying Khazar fauna allows suggesting that this bone was resedimented in the second half of the Middle Pleistocene or belongs to the late camel *Camelus knoblochi*.

The most ancient remains of *Camelus knoblochi* come from Grigoryevka (Pavlodar Province) where a forelimb fragment was found together with the remains of representatives of the Irtysh faunal complex: *Elasmotherium sibiricum*, *Mammuthus trogontherii chosaricus*, *Bison priscus*, *Saiga tatarica*, *Megaloceros giganteus ruffi*, etc. [Shpansky et al., 2007; Shpansky, 2018b]. According to B.S. Kozhamkulova [1969, 1981], the Knobloch camel continued to exist in the Late Neopleistocene within the south-western Altai (East Kazakhstan Province). This conclusion is based on the co-occurrence of remains of the camel with the woolly rhino (*Coelodonta antiquitatis*) and a “late type of mammoth” within Zyryanovsk and

near the mouth of the Bukhtarma River. The presence of the camel in the Late Neopleistocene fauna of the Pre-Altai Plain is not excluded. Single finds of the camel, presumably of Late Neopleistocene age, were reported from

near Zarinsk on the Chumysh River [Vasiliev, 2016] and on the Ob River 60 km to the south from Barnaul [Buynovsky, Haveson, 1953], but the young geological age of these remains requires confirmation.

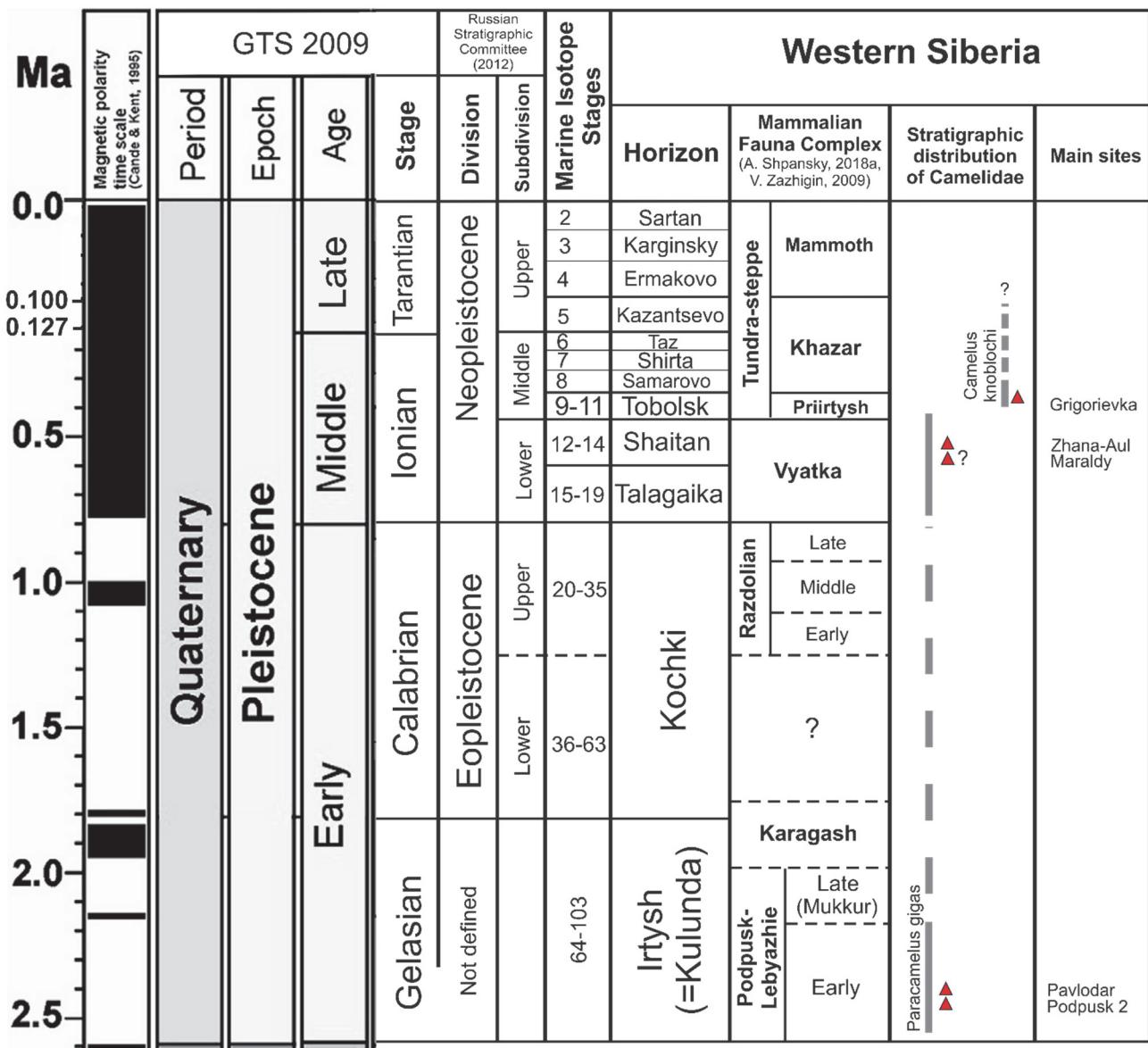


Fig. 6. Scheme of stratigraphic distribution of representatives of the family Camelidae

Рис. 6. Схема стратиграфического распространения представителей семейства Camelidae

Carnivora

The remains of predatory mammals are of subordinate importance in the biostratigraphy of Quaternary sediments due to their rather rare occurrence. Nevertheless, single findings of representatives of the families Ursidae Fischer, Hyaenidae, Felidae Fischer, and Canidae Fischer are known from the sediments of the Irtysh formation in Pod-pusk 2 [Motuzko, 1971; Vislobokova, 1996]. Data on the remains of hyenas and lions from Early–Middle Pleistocene sediments show that at this period there was a change

in representatives of these groups. Among hyenas, the change occurred at subspecies level – *Crocuta crocuta praspelaea* gives way to *C. c. spelaea*. Among lions, *Panthera fossilis* is replaced by *P. spelaea*. In addition, the appearance of bears *Ursus arctos* and *U. savini rossicus*, as well as the small wolf *Canis* cf. *lupus*, and the wolverine *Gulo gulo* is noted within the West Siberian Plain. The data emphasizes the significance of the boundary between the Early and Middle Neopleistocene and reflects a certain response of the fauna to landscape and climate changes.

There is a certain restructuring of the fauna. As indicated below, the author provides information on the main findings of carnivoran fossils divided by families.

Ursidae

A.N. Motuzko [1970a] notes the finding of an *Ursus* sp. bone from the sediments of the Irtysh formation near the village of Podpusk. A description of this finding has not been published yet. I.V. Foronova [2001] notes the finding of an *Ursus* sp. femur in the sediments of the Mokhovo formation in the Bachatsky quarry (Kuzbass). In the Neopleistocene in the territory of the West Siberian Plain, bears are represented by two species – small cave

(=steppe) *Ursus savini rossicus* Borissiak and brown *U. arctos* L. (Fig. 7), which existed together and are often found together in multi-species localities. The earliest remains of the small cave bear were found in the sediments of the Tobolsk horizon near the village of Kartashovo (Omsk Province) and Moiseyevka 2 (Pavlodar Province). For *U. arctos*, the earliest findings are the remains of very large specimens: the humerus PLHM (Pavlodar Local History Museum. Pavlodar, Republic of Kazakhstan) 9640 (identified by A. Marciszak, University of Wroclaw) from Urlyutyub (Pavlodar Province) and a skeleton from Anastasyevka (Shegarka River, Tomsk Province) [Baryshnikov, 2007].

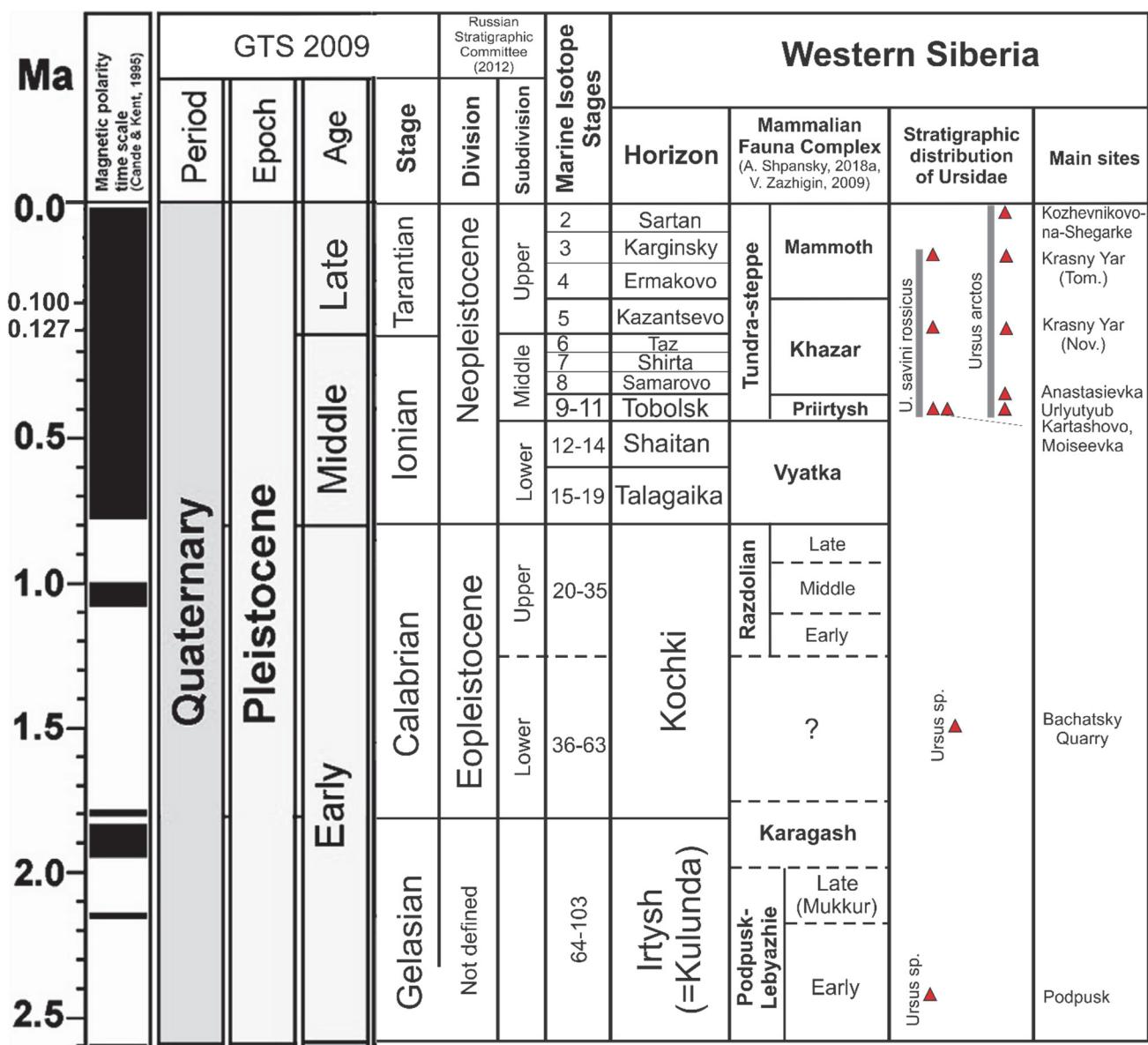


Fig. 7. Scheme of stratigraphic distribution of representatives of the family Ursidae

Рис. 7. Схема стратиграфического распространения представителей семейства Ursidae

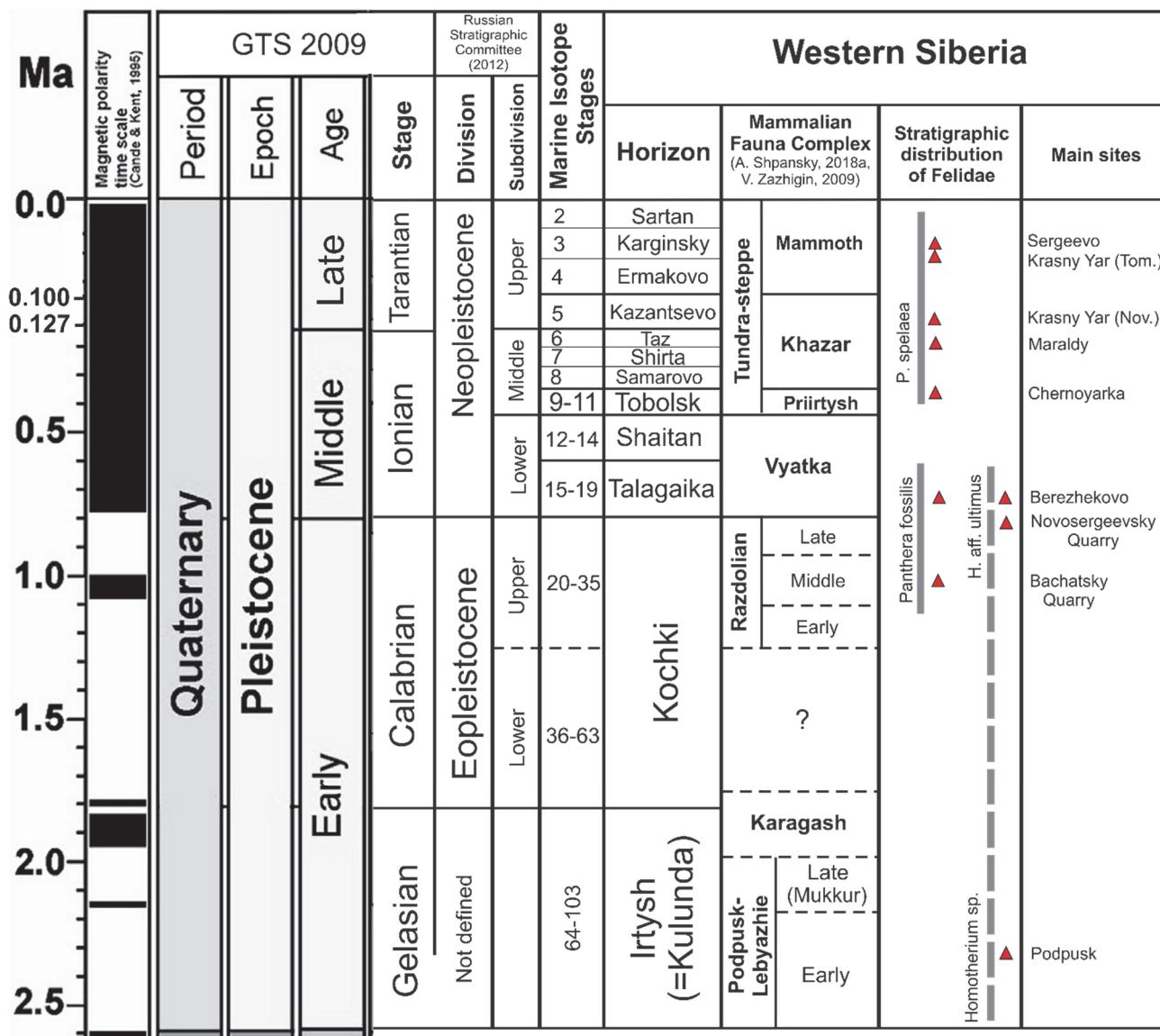


Fig. 8. Scheme of stratigraphic distribution of representatives of the family Felidae

Рис. 8. Схема стратиграфического распространения представителей семейства Felidae

The remains of *U. s. rossicus* from Kurtak on the Yenisei River belong to the second half of the Middle Neopleistocene [Malikov, 2018]. The number of remains of both bear species is close to each other in the multi-species localities of the Late Neopleistocene [Shpansky, Chernous, 2012a]. The extinction of the steppe bear *U. s. rossicus* probably occurred earlier than the ungulates of the mammoth fauna [Shpansky, 2021a].

Felidae

Cats in the Quaternary sediments of the West Siberian Plain are represented by three subfamilies – Machairodontinae Gill, Felinae Fischer de Waldhem, and Pantherinae Pocock, and three genera – *Homotherium* Fabrini, *Panthera* Oken, and *Felis* L. (Fig. 8). I.A. Vislobokova notes the find-

ing of a late representative of the saber-toothed cats *Homotherium* sp. in the deposits of the Irtysh formation [Vislobokova, 1996]. I.V. Foronova [2001] described the lower jaw of *Homotherium* aff. *ultimus* Teilhard de Chardin from the sediments of the Sergeyevskaya formation of the Novosergeevka quarry (Kemerovo Province). The geological age of this finding is estimated to be the end of Late Eopleistocene. Another finding of the lower jaw of *Homotherium* was noted at the site of Berezhkovo of the Kurtak archaeological district (left bank of the Yenisei River, Krasnoyarsk Krai) [Sotnikova, Foronova, 2009]. The age of this finding is estimated as Early Neopleistocene.

Large panthers appear from the end of the Eopleistocene and are represented by two species successively replacing each other. The lower jaws of the large *Panthera*

(Leo) fossilis (von Reichenau) are found in the Upper Eo-pleistocene sediments of the Bachatsky quarry (Kemerovo Province) [Foronova, 2001; Sotnikova, Foronova, 2014] and Early Neopleistocene sediments in the Kurtak archaeological district (Berezhekov) [Ovodov, Tarasov, 2009]. Resedimented remains of a large panther are also found in Krasny Yar (Tomsk Province). *P. spelaea* Goldf is widely distributed from the Middle Neopleistocene. The earliest findings come from Chernoyarka and Maraldy (Pavlodar Province).

Studies of the last ten years have shown that the youngest ^{14}C dates of *Panthera spelaea* for the territory of the West Siberian Plain are not evenly distributed. North of 54°S , the youngest dates originate from the localities of Sergeyevo (Tomsk Province) $34,280 \pm 737 \text{ BP}$

(UBA-38455; 38406-34724 calBP) [Shpansky, Svyatko, 2018; Shpansky, Kuzmin, 2021] and Krasny Yar (Novosibirsk Province) $25,143 \pm 825$ BP (NSKA-s 559) [Vasiliev et al., 2018]. Several younger dates have been obtained from localities south of this latitude and within the mountainous area (Altai, Pre-Altai Plain, and Mountain Shoria). The youngest dates are marked by finds from the Chik River and south of Novosibirsk – $13,250 \pm 242$ BP (BINP-NSU-1306) and $18,884 \pm 677$ BP (NSKA-s 394), as well as from the Chumysh River [Vasiliev et al., 2018]. Thus, the time of extinction of the cave lion within Western Siberia can be assumed to have occurred from north to south [Aidos, 2022]. The final extinction in this area is comparable to the time of its extinction in Central and Eastern Europe, the Urals and Eastern Siberia.

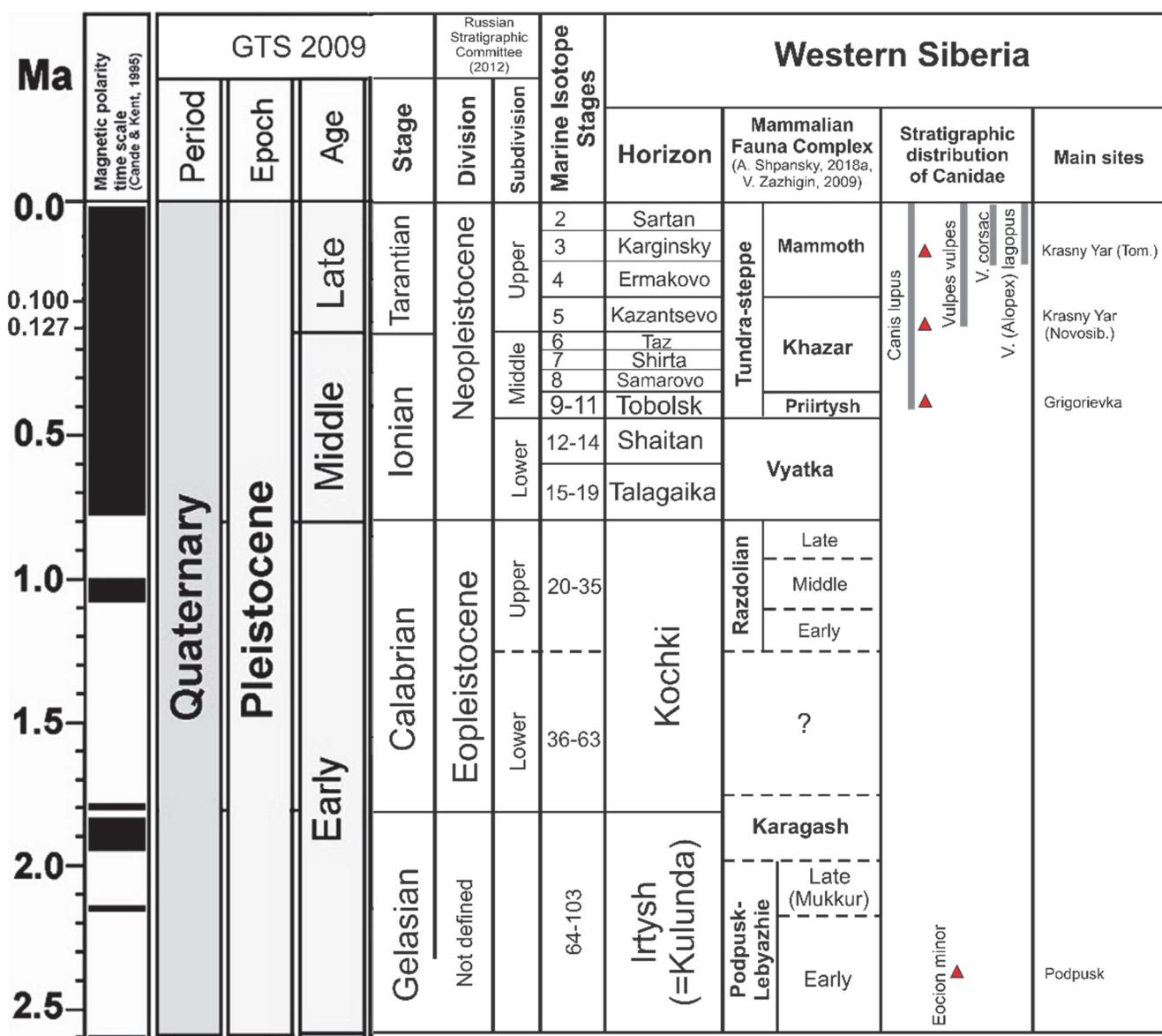


Fig. 9. Scheme of stratigraphic distribution of representatives of the family Canidae

Рис. 9. Схема стратиграфического распространения представителей семейства Canidae

Canidae

The most ancient find of a canidae representative in the territory of the West Siberian Plain is the lower jaw of *Eo-cion minor* (Teilhard et Piveteau) from the Podpusk 2 locality [Vislobokova, 1996; Sotnikova, Rook, 2010]. In later sediments, up to the Middle Neopleistocene, the remains of members of the Canidae family are not known (Fig. 9). The earliest discovery of the small wolf *Canis cf. lupus* L. was found in the Grigoryevka locality [Shpansky, 2018b]. Morphometrical parameters of the lower jaw and teeth showed that the Grigoryevka wolf occupies an intermediate position in the evolutionary line between the small wolf *C.*

mosbachensis of the Early Neopleistocene and the typical *C. lupus* of the Late Neopleistocene–Holocene. Small canids such as *Vulpes vulpes* L., *V. corsac* L., and *V. (Alopex) lagopus* L. appear only from the Late Neopleistocene [Kosintsev, Vasiliev, 2009; Shpansky, 2018a].

Mustelidae

Mustelidae in the Quaternary sediments of the West Siberian Plain are represented by three species – Schlosser's wolverine *Gulo schlosseri* Kormos, the modern type wolverine *G. gulo* L., and the Asian badger *Meles leucurus* Hodgson (Fig. 10).

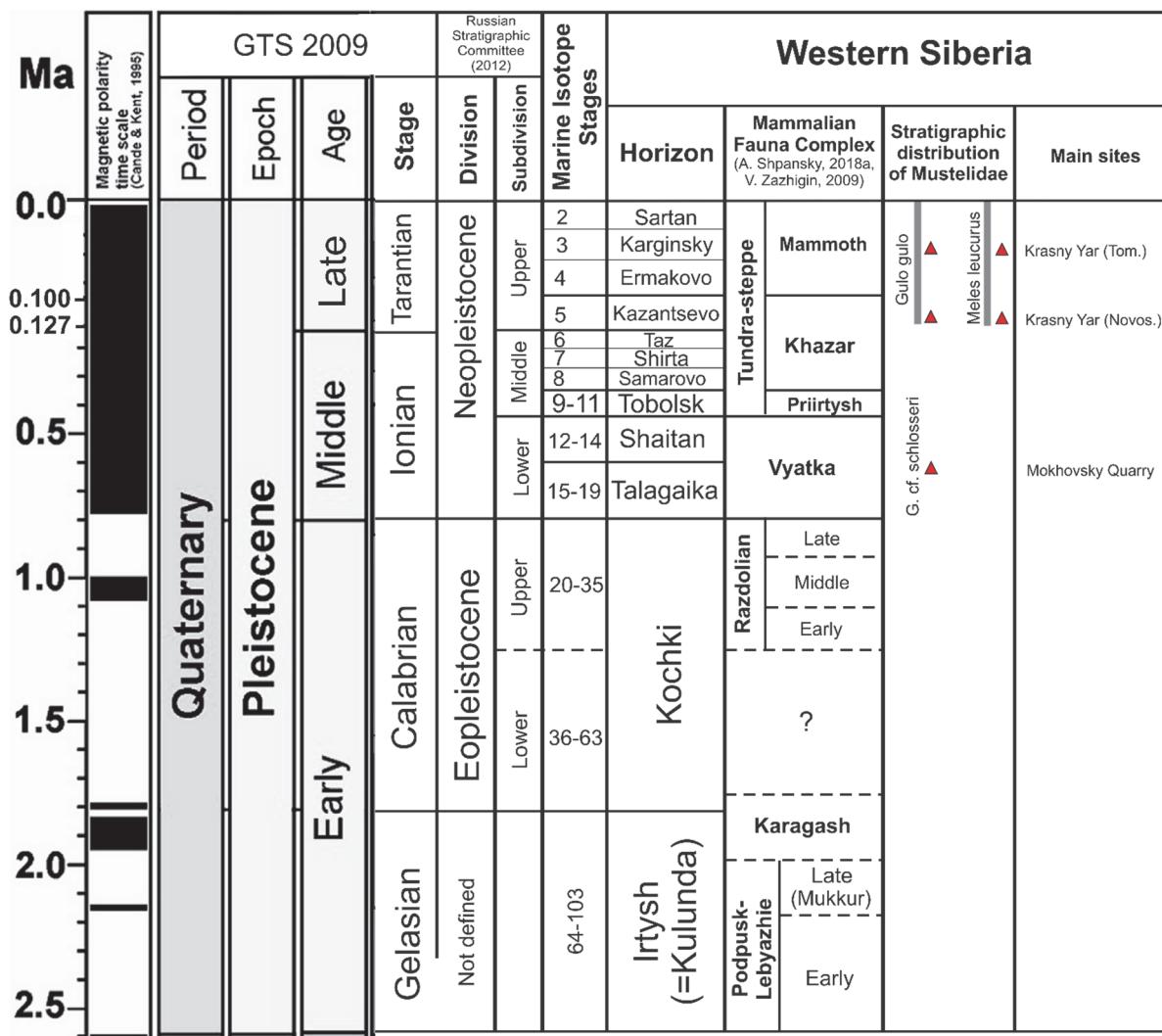


Fig. 10. Scheme of stratigraphic distribution of representatives of the family Mustelidae

Рис. 10. Схема стратиграфического распространения представителей семейства Mustelidae

The remains of these animals are very rare. A lower jaw of *G. cf. schlosseri* is reported by I.V. Foronova [2001] from the Kedrov Formation (Lower Neopleistocene) in the Mokhovsky quarry of Kuzbass. A craniometric revision of badgers showed that the Asian badger *M. leucurus* currently lives in Western Siberia, rather than

the European *Meles meles* L. [Abramov, 2002; Gasilin, Kosintsev, 2012]. For this reason, it is most likely that the Asian badger was distributed in the territory of the West Siberian Plain in the Late Neopleistocene. Various representatives of the genera *Mustela* L. (ermine, weasel) and *Martes* L. (marten, sable) spread from the Holocene.

For the territory of the West Siberian Plain, the most ancient remains of *G. gulo* come from layer 6 of the Krasny Yar locality (Novosibirsk Province) and belong to the Kazantsevo Interglacial [Kosintsev, Vasiliev, 2009]. I.V. Foronova [2001] dates the lower jaw from the Mokhovsky quarry to the second half of the Middle Neopleistocene. In multi-species localities of the Late Neopleistocene, the remains of wolverines are found as single specimens [Shpansky, 2018a].

Hyaenidae

The most ancient find of Quaternary hyenas in the territory of the West Siberian Plain is *Pachycrocuta* sp. from the Podpusk 2 locality (Fig. 11) [Vislobokova, 1996]. For the Eopleistocene, remains of hyenas in this area are not

known. The skull of the ancient cave hyena *Crocuta crocuta praespelaea* Schutt [Baryshnikov, Vereshchagin, 1996] was described from the Early Neopleistocene deposits in the section between the villages of Zhelezinka and Moiseyevka. The lower jaw PLHM 9641 comes from the Middle Neopleistocene deposits of this section, identified by the author as *C. crocuta spelaea* Goldf. In the Late Neopleistocene, the cave hyena was widespread throughout the south of the West Siberian Plain. Its extinction in this territory occurred quite early; it can be assumed that the last hyenas became extinct in the middle of the Karginsky Interglacial. Today, the youngest radiocarbon dating of the cave hyena is $43,141 \pm 2,371$ ka BP (UBA-28335), or 46,691 ka cal BP, obtained from Krasny Yar (Tomsk Province) [Shpansky, Kuzmin, 2021].

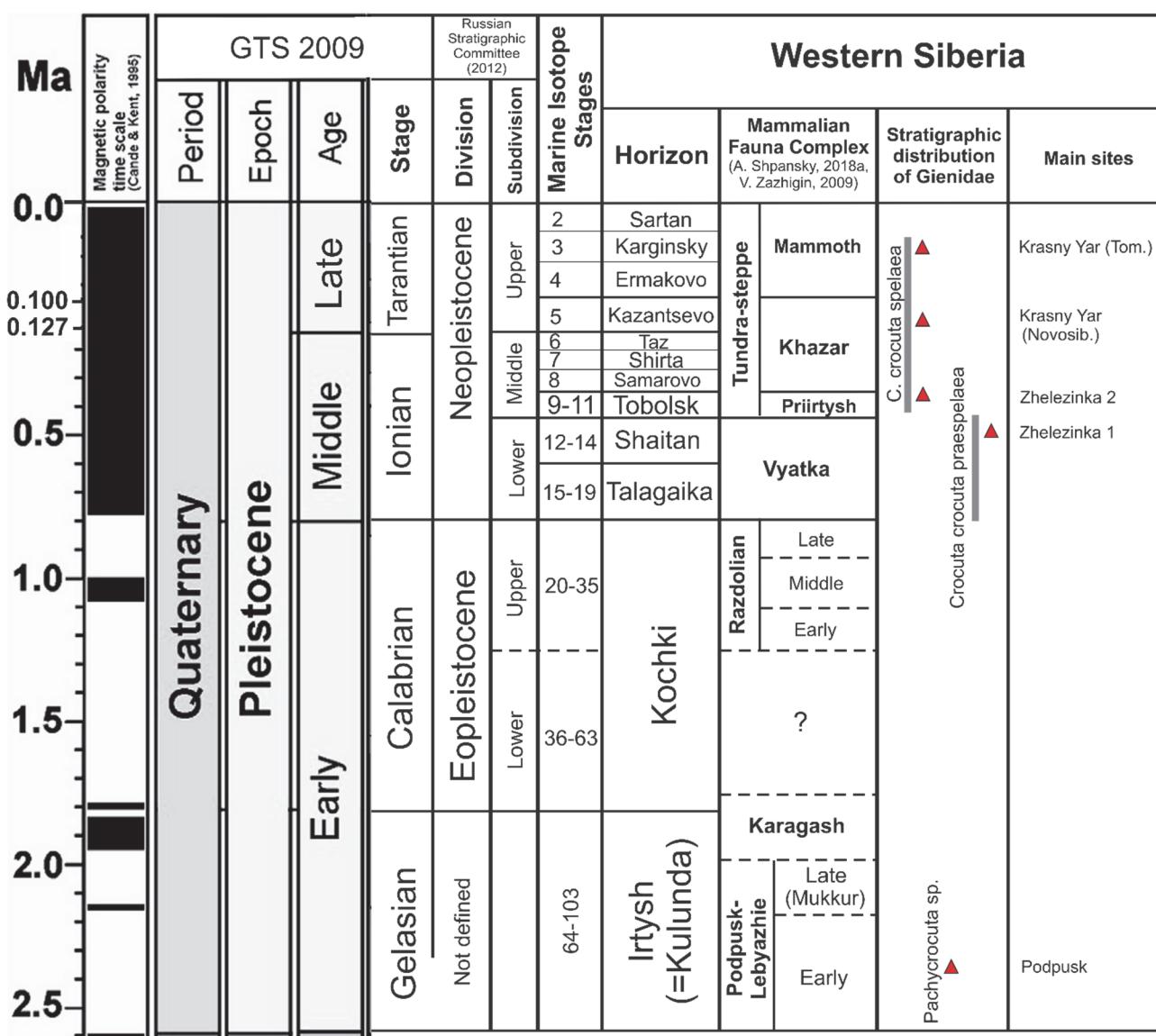


Fig. 11. Scheme of stratigraphic distribution of representatives of the family Hyaenidae

Рис. 11. Схема стратиграфического распространения представителей семейства Hyaenidae

Review of species compositions of Quaternary mammalian faunal complexes

In the Unified Stratigraphic Scheme of Quaternary deposits of the West Siberian Plain [Unificirovannaya...,

2000], the complexes of large and small mammals are presented in parallel. Small-mammal complexes in the scheme are marked for the Eopleistocene (Kizikha and Razdolian) and for the Early Neopleistocene (Vyatka) (Fig. 12).

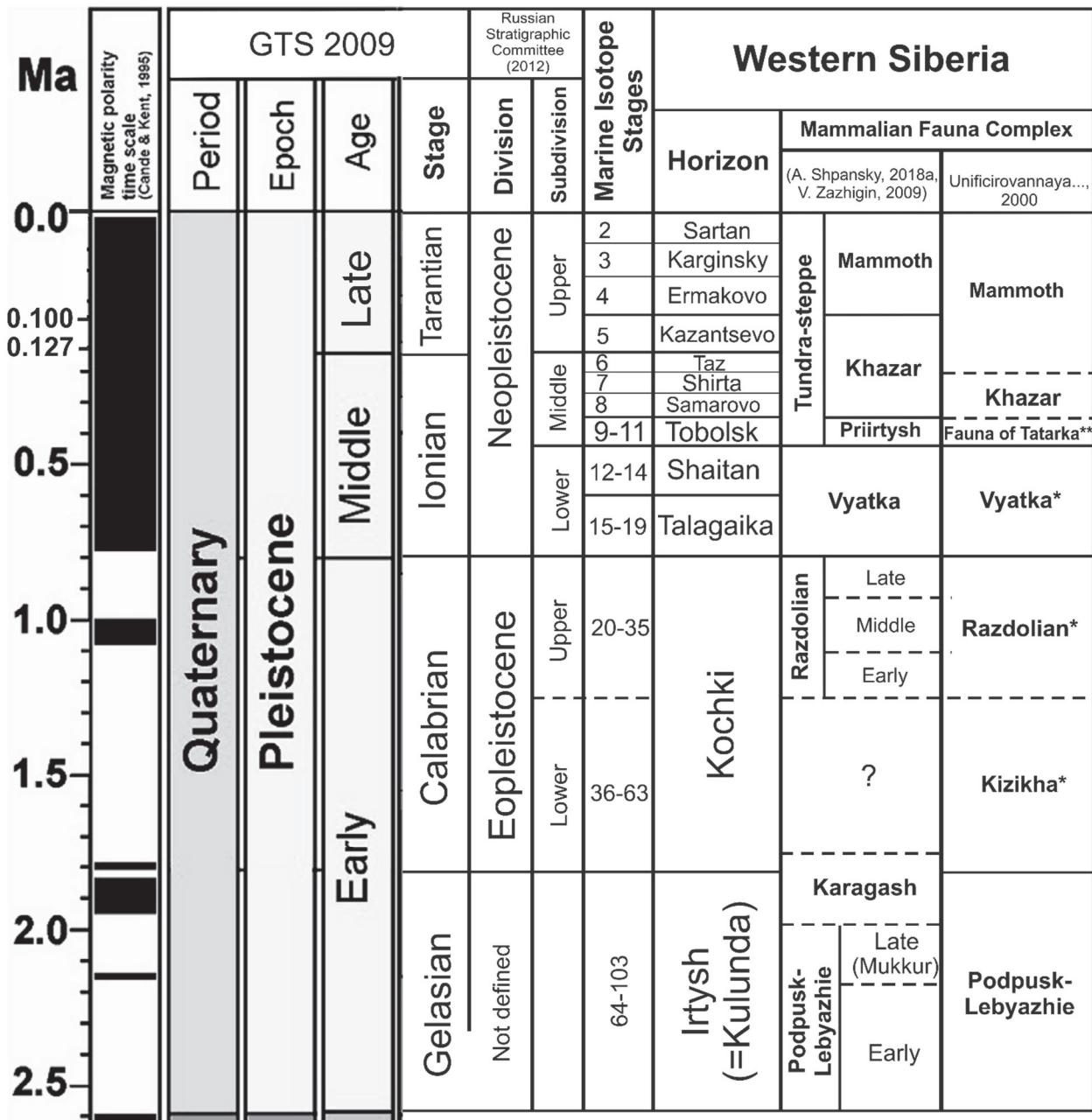


Fig. 12. Stratigraphic position of the mammalian faunal complexes of the West Siberian Plain

* Complexes established mainly for small mammals [Zazhigin, 2009]. ** By E.A. Vangengeim [1977]

**Рис. 12. Стратиграфическое положение фаунистических комплексов млекопитающих
Западно-Сибирской равнины**

* Комплексы, выделенные в основном для мелких млекопитающих [Zazhigin, 2009]. ** по Е.А. Вангенгейму [1977]

No small-mammal complexes were identified for the Middle and Late Neopleistocene [Zazhigin, 1980]. Later,

V.S. Zazhigin [2009] proposed for the Paleopleistocene (Gelasian) – Podpusk-Lebyazhie (characterizing the first

half of the Paleopleistocene), Mukkur (characterizing the second half of the Paleopleistocene), and Karagash (characterizing the end of the Paleopleistocene and the beginning of the Eopleistocene). For large mammals, the scheme [Unificirovannaya..., 2000] shows the following: a mammoth complex with an interval of distribution from the Taz to the Sartan time and the isolation of mammoths of the early and late types. For the Samarovo Ice Age, the Khazar complex is given. For the Tobolsk age, the species composition of the fauna is not determined. For the Tala-gaika age, *Archidiskodon* cf. *trogontherii* and *Equus* sp. are noted. For the Late Eopleistocene, the presence of separate taxa not identified to species – *Palaeoloxodon* sp., *Equus* sp., Ovibovini gen. – was noted. For the Gelasium, the Podpusk-Lyabyazhie complex (due to a later change in the Neogene–Quaternary boundary) were not included in the scheme [Unificirovannaya..., 2000], similarly to the “Tatarka fauna” proposed by E.A. Vangengeim [1977] for the beginning of the Middle Neopleistocene and the Priirtysh faunistic complex proposed by B.S. Kozhamkulova [1969] for the Middle Neopleistocene. There is a situation when within one zoogeographic province two identical complexes are distinguished – the Priirtysh [Kozhamkulova, 1969] and the “Tatarka fauna” [Vangengeim, 1977] related to the first half of the Middle Neopleistocene and comparable with the Singil complex of Eastern Europe. V.S. Kozhamkulova designated the Pavlodar Priirtyshye as a type locality of the Priirtysh complex, the location near the village of Tatarka, which is also located within this area, but it is a local fauna; the material of this fauna comes from the collection of R.A. Zinova (1966–1967, collection of GIN 895) on modern beaches. This state of the biostratigraphy of the Quaternary of such a vast and important region as the West Siberian Plain cannot satisfy either geologists or paleontologists.

Recently, new data on mammalian biostratigraphy have been obtained for the territory of the West Siberian Plain. In the stratigraphic sequence for the Quaternary, 8 faunal complexes of large and small mammals are distinguished [Zazhigin, 2009; Shpansky, 2018a]: Podpusk-Lebyazhie; Mukkur, Karagash, and Razdolian (=Skorodum fauna of small mammals) complexes are distinguished for small mammals. The Vyatka complex is also distinguished mainly for small mammals; the Priirtysh, Khazar, and Mammoth complexes are distinguished for large mammals.

A close examination of the taxonomic features of mammalian faunal complexes reveals the unequal taxonomic changes underlying the allocation of complexes. These differences are particularly significant between the Podpusk-Lebyazhie, Karagash, Razdolian and younger Neopleistocene complexes. It seems to us more correct to use a differentiated biostratigraphic basis that more fully

reflects both the stages of development of the mammal fauna and the natural environment in the Quaternary period. Similar structured biostratigraphic bases were proposed for the hipparion fauna of southern Eastern Europe [Korotkevich, 1988] and the Pavlodar Priirtysh region [Shpansky, 2008]. For the fauna of large mammals of the Quaternary period, we propose the use of a three-level system of gradation and subordination of temporary groups of mammals, such as supercomplex, complex, and subcomplex.

Supercomplex reflects a major stage in the development of fauna, covering a large time interval with specific paleoecological conditions and illustrating large changes in the taxonomic diversity of mammals (at the level of tribes). In accordance with the stated criteria, the entire Quaternary fauna of Northern Eurasia is one supercomplex. Throughout the entire period, the predominating mammalian taxa were those related mainly to open landscapes with a gradual increase in cold aridization. This stage is connected with the adaptive radiation of odd-toed ungulate horses (Equinae), mammoth elephants (Mammuthini), elasmotheriinae and dicerorhiniae rhinoceroses (genera *Stephanorhinus*, *Coelodonta*, and *Elasmotherium*), deer, tylopods (*Paracamelus*, *Camelus*), bovids (bison, musk-oxen and others), rodents (Arvicoline, etc.), and carnivores (panthera, bears, dogs, etc.).

The identification of Quaternary complexes is based on differences at the level of genera, subgenera, and sometimes species in the phyletic groups of elephants, horses, rhinoceroses, deer, musk-oxen, bears, rodents, and others. According to these characteristics, five complexes can be distinguished for the West Siberian Plain: Podpusk-Lebyazhie, Karagash, Razdolian, Vyatka, and Tundra-steppe.

Subcomplexes are separated at the level of species and subspecies, and the degree of similarity of taxonomic composition between “neighboring” subcomplexes within the same complex is more than 75 %.

The following is a description of the faunal complexes established within the West Siberian Plain, with an emphasis on a more detailed analysis of large-mammal complexes.

The Podpusk-Lebyazhie complex was established by E.A. Vangengeim and V.S. Zazhigin in 1965, later renamed as “Lebyazhinsky” [Vangengeim, Zazhigin, 1969]. Since the main outcrop of the Irtysh formation, including the remains of mammals, is located between the villages of Lebyazhye and Podpusk (series of localities Lebyazhye 1 and 2, Podpusk 1 and 2), E.A. Vangengeim [1977] suggested the name “Podpusk-Lebyazhie complex”. The generic location is an outcrop of the Irtysh formation near the village of Podpusk on the right bank of the Irtysh River (Pavlodar Province). According to I.A. Vislobokova [1996], the oryctocenosis obtained from

the localities of Lebyazhye 2, Podpusk 1 and 2, originating from the lower and upper layers of the Irtysh formation, have a slightly different geological age, but are combined into one complex consisting of two subcomplexes and characterizing the gelasium. Other locations: the Podpusk-Lebyazhie complex includes the findings of postcranial remains of *Elasmotherium* sp., *Equus (Allohippus) robustus* Pomel [Kozhamkulova, 1969] and *Stephanorhinus etruscus* from the sands of the Moiseevskaya formation at the base of the section between the villages of Moiseevka and Zhelezinka (Moiseevka 1 location) on the right bank of the Irtysh River (Pavlodar Province) [Shpansky, Ilyina, 2020]; the location of the Prorva, located 7 km upstream of the Irtysh River from the village of Podpusk [Gaiduchenko, 1986, 2003]. The species composition of the early subcomplex is as follows: *Ursus* sp., *Homotherium* sp., *Pachycrocuta* sp., *Archidiskodon meridionalis gromovi* Garutt et Alexeeva, *Elasmotherium* sp. (similar to *E. peii*), *Stephanorhinus etruscus* Falconer, *Equus livenzovensis* Bajgusheva, shallow *Equus* sp., *Antilospira* cf. *gracilis* Teilhard et Trassaert, *Gazella (Vetagazella) sinensis* Teilhard et Piveteau, *Eucladoceros* sp., *Paracamelus gigas* Schlosser, and *Bovinae* gen. indet. M.V. Sotnikova [Sotnikova, Rook, 2010] identified the canid *Canis* sp. as *Eucyon minor* (Teilhard et Piveteau). The author identified the lower jaw PLHM 100/386 and metatarsal PM TSU 36/7 from Moiseyevka 1 and Lebyazhye 2 as *S. etruscus* [Shpansky, Ilyina, 2020]. A fragment of a limb bone from Podpusk reported by I.A. Vislobokova [1996] also tends to be attributed to the Etruscan rhinoceros *S. cf. etruscus*. From the Prorva tract, L.L. Gaiduchenko [2003] reports the remains of *Bison (Eobison)* aff. *tamanensis*. V.S. Zazhigin [2009] indicates a significant number of forms of insectivorous, duplicitous rodents and true rodents from Podpusk and Lebyazhie: *Hemiechinus* sp., *Petenya* sp., *Beremendia fissidens* Kormos, *Hypolagus* sp., *Ochotona* sp., *Ochotonoides* sp., *Castor* sp., *Allactaga* sp., *Pygerethmus* sp., *Plioscirtopoda* sp., *Stylopipus* sp., *Mimomys reidi* Hinton, *M. ex gr. pliocaenicus* F. Major, *Cromeromys irtyshensis* Zazhigin, *Borsodia petenyii* (Mehely), *Clethrionomys* sp., *Cricetus* sp., and *Prociphneus* sp.

The late subcomplex of the Podpusk-Lebyazhie complex, obtained from the Podpusk 2 locality, has the following species composition: *Archidiskodon* cf. *meridionalis* Nesti, *Equus* cf. *sussenbornensis*, shallow *Equus* sp., *Cervalces* sp., *Capreolus* sp., and *Gazella* sp. The quality of the preserved material (mainly postcranial remains) could not be determined accurately. A fragment of an elephant tooth from Podpusk 2 has characteristics typical of the southern mammoth – *A. meridionalis* *meridionalis* Nesti, according to I.A. Vislobokova [1996].

The Mukkur complex was emphasised by V.S. Zazhigin based on small mammals [Zykin et al., 1987]. Generic location: near the village of Novoselovka on the right bank of the Bitek River, 1.5 km above the mouth of

the Kyzyl-Aigir River. Other locations: large mammals were found in the deposits of the Mukkur formation of the Isakovka 4 locality. From the generic location defined by V.S. Zazhigin, numerous remains of small mammals were obtained, which he refers to the later stage of the Podpusk-Lebyazhie complex: *Leporinae* gen?, *Ochotona* sp., *Ochotonoides* sp., *Citellus (Urocitellus)* sp., *Dipodinae* gen., *Mimomys* ex gr. *reidi-coelodus*, *Borsodia* ex gr. *petynyii-hungaricus*, *Borsodia* sp., *Cromeromys* sp., and *Clethrionomys* sp. This complex of rodents is comparable with the Villafranchian faunas of Europe. Near the village of Isakovka (Omsk Province) on the right bank of the Irtysh River, in alluvial deposits belonging to the end of the Gelasian (Mukkur formation), at the location of Isakovka 4, a fragment of the skull *Rangifer* sp. [Bondarev et al., 2017], Bovini gen. indet and *Equus* sp. were found. A.S. Tesakov identified numerous remains of small mammals in this locality [Tesakov et al., 2016; Zykin et al., 2021]: Soricidae, *Spermophilus* sp., *Prosiphneus* sp., *Sicista* sp., *Plioscirtopoda* sp., *Allophaiomys deucalion*, *Borsodia* ex gr. *fejervaryi-prolaguroides*, *Mimomys* ex gr. *pusillus*, *Lemmus* sp., and *Clethrionomys* sp. Some of the material was re-deposited from the older deposits of Gelasian (Irtysh horizon) and Piacenzo (Seletin horizon). According to A.S. Tesakov, the first appearance of voles of the genus *Allophaiomys* with rootless teeth allows determining the age of this fauna as transitional from the Gelasian to the Eopleistocene. According to paleomagnetic data, the direct magnetization of the deposits of the upper part of the Mukkur and lower part of the Karagash formations corresponds to the Olduvai episode with an astronomically calibrated age of 1.77–1.95 million years [Zykin, 2012; Zykin et al., 2003].

The Karagash complex was identified by V.S. Zazhigin based on small mammals from the same outcrop as the Mukkur Complex near the south-eastern edge of the village of Novoselovka on the right bank of the Bitek River [Zykin et al., 1987]. The Karagash Formation is overlain by the Mukkur Formation with erosion. From the lower Karagash Formation, V.S. Zazhigin identified the following taxa: *Sorex* sp., *Desmana* sp., *Leporinae* gen?, *Ochotonoides* sp., *Trogontherium* sp., *Plioscirtopoda* sp., *Allactaga* ex gr. *major*, *Citellus* sp., *Allocricetus* sp., *Mimomys* ex gr. *coelodus-pusillus*, *M. sp.*, *Borsodia* ex gr. *prolaguroides* Zazhigin, and *Prosiphneus* sp. The evolutionary level of this fauna is estimated as intermediate between the Mukkur and Razdolian complexes. Remains of root-toothed voles – *M. ex gr. coelodus-pusillus*, *Borsodia* ex gr. *prolaguroides*, and *Cromeromys newtoni* – show more progressive features than voles from the Mukkur Formation [Zazhigin, 1998]. The presence of *B. cf. prolaguroides* and *C. newtoni* allows us to date this fauna to the Eopleistocene. The species *Mimomys* and *Borsodia* (=*Villanya*, A.S.) are older than Razdolian.

Earlier, a complex of small mammals, characterizing the lower part of the Kochkovskaya Formation of the Eopleistocene and designated as the Kizikha complex [Vangengeim, Zazhigin, 1972; Zazhigin, 1980], was recognized by V.S. Zazhigin [2009] as invalid. Zykin considered that “the previously described fauna of the type locality of this complex is re-deposited from several stratigraphic levels and cannot be considered unified” [Zykin et al., 2003, p. 78]. Later, V.S. Zazhigin [2009, p. 219] writes: “In connection with revision of the Kizikha complex, a large hiatus between the Razdolian complex and the Lower Karagash fauna was formed”. In 2008–2009, radiocarbon dates were obtained from deposits of the type locality of the “Kizikha complex” that showed the Holocene age of the sediments to be $8,460 \pm 100$ years (SB RAS-7414), $5,240 \pm 120$ years (SB RAS-7413), and $5,060 \pm 125$ years (SB RAS-7911) (date order numbers 392 and 395 in the catalog by G.G. Rusanov and L.A. Orlova [2013]). Remains of large mammals from alluvium of the “type locality”, as defined by A.V. Shpansky, are also of Holocene age [Rusanov, 2010]. The ostracod complex identified by I.I. Teterina from these sediments has a mixed composition of Neopleistocene–Holocene age.

The Razdolian complex was identified by V.S. Zazhigin based on small mammals [Vangengeim, Zazhigin, 1965, 1972; Zazhigin, 1980]. The type locality is a 14 m high cliff with an outcrop of the Kochki Formation located on the right bank of the Alei River, 1.5 km south-east of the village of Razdolie (18 km south-west of the Pospelikha railway station) [Adamenko, Zazhigin, 1965]. Other localities of the fauna were noted by A.A. Kruckover [Volkova et al., 2002, p. 108]: Makhanovo is located on the right bank of the Aley River near the village of Makhanovo; Gonba-1, Elunino-1, Malinovka-1, Shelabolikha-1, 2, 3 is located on the Priobskaya plain (right bank of the Ob) near the villages of the same name; the locations of the Skorodum fauna are Nettle II, Skorodum II–IV, Skorodum A-S, Romanovo-1, 1c, 3, Nadcy are located on the right bank of the Irtysh [Kruckover, Krivonogov, 1995]. These locations are confined to the thickness of the “diagonal sands”, which are usually mistakenly attributed to the Tobolsk horizon of the Middle Neopleistocene. The complex characterizes the second half of the Eopleistocene.

Species composition: large mammals – *Panthera fossilis*, *Homotherium* aff. *ultimus*, *Archidiskodon* cf. *meridionalis* (Nesti), *Palaeoloxodon namadicus*, *Equus (Allohippus)* sp., *Paracamelus* sp., *Ovibovini?* (?*Praeovibus*), and *Bison* sp.; small mammals – *Beremendia* sp., *Sorex* sp., *Crocidura* sp., *Leporinae* gen.?, *Hypolagus* sp., *Lepus* sp., *Lagomrinae* gen., *Ochotona* sp., *O. cf. pusilla*, *Citellus* sp., *Sicista* sp., *Allactaga* ex gr. *jaculus*, *Allactagalus* aut *Pygerethmus*, *Plioscirtopoda* sp., *Cricetus* sp., *Cricetulus* sp., *Clethrionomys* sp., *Mimomys pusillus*

Nich., *M. intermedius*, *Borsodia (Kulundomys) prolaguroides*, *Eolagurus argyropuloi*, *Prolagurus arankae*, *P. pannonicus*, *Allophaiomys pliocaenicus*, *Stenocranius hintoni* Pall., *Ellobius tarchancutensis* Grom. et Ponf., *Ellobius* sp., and *Prosiphneus* sp. V.S. Zazhigin [2009] distinguishes three stages within the complex: the early stage has the characteristic association of *Borsodia (Kulundomys) prolaguroides*–*Prolagurus pannonicus*–*Allophaiomys pliocaenicus*; the second stage is represented by the association *Prolagurus pannonicus*–*Allophaiomys pliocaenicus*–*Stenocranius hintoni*; the late stage is represented by the association *Prolagurus pannonicus*–*Stenocranius hintoni*–*Microtus (Microtus) ex gr. oeconomus*. For sections in the middle reaches of the Irtysh River, the Skorodumskaya fauna stands out; it is analogous to the Razdolian fauna of small mammals of southern Western Siberia [Kambaritdinov, 1969]. There are no known multi-species occurrences of large mammals attributed to the Razdolian complex, and remains are represented by scattered single finds. Remains from Moiseevka 2 were classified by E.A. Vangengeim [1977] as the Vyatka complex on the basis of new finds of large-mammal remains, including *Bison schoetensacki*, *Ursus savini rosicus*, and *Mammuthus trogontherii*.

The Vyatka complex is distinguished by V.S. Zazhigin based on small mammals [Vangengeim, Zazhigin, 1972; Zazhigin, 1980]. The type locality (for small mammals) is an outcrop on the left bank of the Ob River, 2 km downstream from the village of Vyatkino (Altai Krai) [Arhipov et al., 1989]. Other localities of large mammals include the following: nearby to the village of Dalneye on the Zhanyssay River (left tributary of the Ishim River) (Akmola Province); Pyatiryzhsk, Moiseevka 2, Zhelezinka 1, and Zhanabet on the right bank of the Irtysh River (Pavlodar Province) [Kozhamkulova, 1969; Shpansky, 2005b; Shpansky et al., 2008]; Ust-Tarka on the Om River (Novosibirsk Province) [Shpansky et al., 2015]; and Skorodum, Gornaya Subbota (Omsk Province) [Motuzko, 1970b]. Species composition: *Crocuta crocuta praespelaea*, *Gulo* cf. *schlosseri*, *Mammuthus trogontherii trogontherii* Pohlig, *Elephas (Palaeoloxodon) ex gr. antiquus*, *Phanagoroloxodon irtyshensis* Shpansky, *Equus (Allochippus) sanmeniensis*, *E. mosbachensis* Reichenau, *Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger, *Elasmotherium sibiricum* Fischer, *Bison schoetensacki* Freud. *Praeovibus priscus*, *Soergelia* sp. (? *elisabetae* Schaub), *Cervalces latifrons* (Johns.), and *Cervus ex gr. elaphus*. Small mammals of the complex are very diverse: *Sorex* sp., *Ochotona* ex gr. *pusilla*, *Marmota* sp., *Citellus* sp., *Allactaga* sp., *Alactagalus* sp., *Pygerethmus* sp., *Cricetus* sp., *Cricetulus* sp., *Clethrionomys* sp., *Mimomys pusillus*, *M. intermedius*, *Eolagurus* aff. *simplicidentis* Grom. et Ponf., *Prolagurus posterius* Kreitz., *Lagurus transiens* Jonossy, *Allophaiomys* sp. aut

Microtus sp., *M. cf. nivaloides*, *M. ex gr. hintoni-gregaloides*, *M. cf. oeconomus* Pall., *Ellobius* sp., and *Myospalax* sp. [Volkova et al., 2002]. Large mammals are represented by isolated discoveries, sometimes skeletons of *Mammuthus trogontherii trogontherii* (Ust-Tarka, Pyatiryzhsk), and therefore it is difficult to identify a type locality for them. Perhaps a more detailed study would suggest an outcrop on the right bank of the Irtysh River between Moiseyevka and Zhelezinka settlements as a type locality. The complex is characterized by a new stage of mammoth elephant development – steppe or trogontherii – *M. trogontherii trogontherii*; appearance and dispersal of cabaloid horses of the subgenus *Equus* – *E. mosbachensis*; and the first appearance of *S. kirchbergensis*. Among small mammals, the first appearance of the subgenus *Lagurus* (*L. transiens*), and the extinction of Eopleistocene relics *Mimomys pusillus*, *M. intermedius*, *Prolagurus posterius* and *Allophaiomys* were noted. The faunal complex of the Early Neopleistocene in Vyatka comprises mainly species typical for the entire Northern Palaearctic.

Tundra-steppe complex

The largest number of mammal localities has a “young” geological age and include the remains of representatives of the Priirtysh, Khazar, and Mammoth complexes of the Middle and Late Neopleistocene. They have a highly diverse species composition (Table 1), including large multi-species localities such as Grigoryevka (Pavlodar Province), Krasny Yar (Novosibirsk Province), Sergeyev, Krasny Yar (Tomsk Province), and others. From the Neopleistocene (the Priirtysh subcomplex), remains of *Panthera spelaea*, *Ursus savini rossicus*, *Saiga tatarica*, *Megaloceros giganteus*, *Coelodonta antiquitatis*, and *Bison priscus* appear and are found in large numbers, as well as a line of large cabaloid horses and other species that formed the core of the typical fauna of open landscapes, which significantly distinguishes it from the preceding Vyatka fauna, reflecting more mosaic landscapes. *Mammuthus trogontherii chosaricus* becomes a typical representative of mammoth elephants. The differences between the Priirtysh and Khazar faunas are the replacement of the broad-fronted moose *Cervalces latifrons* by the typical *Alces alces* and the appearance of *Rangifer tarandus*. Until recently, the key difference was the extinction of the rhinoceroses *Elasmotherium sibiricum* and *Stephanorhinus kirchbergensis* in the first half of the Middle Neopleistocene. The traditional difference between the Khazar and Mammoth fauna was considered to be the change of *Mammuthus trogontherii chosaricus* to *M. primigenius*, the appearance of *Ovibos moschatus*, *Vulpes (Alopex) lagopus* and the wide distribution of reindeer and arctic fox.

In the present paper, the author proposes to lower the status of the Priirtysh, Khazar, and Mammoth complexes to subcomplexes and to combine them into a single complex called Tundra-steppe (see Fig. 12). This is due to the appear-

ance of radiocarbon dates for the taxa *Elasmotherium sibiricum*, *Mammuthus trogontherii chosaricus*, and *Stephanorhinus kirchbergensis* [Shpansky et al., 2016a; Kosintsev et al., 2019; Kirillova et al., 2021; Shpansky, Kuzmin, 2021], which previously determined the biostratigraphic difference between these faunas. The increased proximity of the Middle–Late Neopleistocene complexes required a lowering of their status. The name “Tundra-steppe” reflects well the main feature of the ecological structure of all these subcomplexes, namely the habitat in new landscapes that developed in the Middle Neopleistocene.

The Priirtysh subcomplex was identified by B.S. Ko-zhamkulova [1969] from a series of occurrences in the Irtysh River basin and the Ural River. An outcrop of alluvial deposits of the Tobolsk horizon near the settlement of Grigoryevka on the right bank of the Irtysh River (Pavlodar Province), 40 km north of Pavlodar, was proposed as a type locality by A.V. Shpansky [Shpansky et al., 2007; Shpansky, 2018b]. The sediments are mainly represented by diagonally layered sands, pebbles, and gravel of the Zhana-Aul formation and synchronous sediments, sometimes strongly ferruginous to a dark brown color. Other localities of the fauna: series of outcrops of oblique sands on the Irtysh River in Pavlodar Province – Pyatiryzhsk, Yamyshevo, Zhelezinka 2, and Urlyutyub; Kirillovka on the Burluk River (North Kazakhstan Province); Ilyinka on the Chumysh River (Altai Territory); Krivosheino and Urtam on the Ob River (Tomsk Province); Chembakchino and Koshelevo (Khanty-Mansi Autonomous Area); and Khashgort (Yamalo-Nenets Autonomous Area). Species composition: large mammals – *Mammuthus trogontherii chosaricus*, *Elephas (Palaeoloxodon) ex gr. antiquus* (Falc.)* (Species that do not originate from a type locality are indicated with asterisk (*)), *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jäger)*, *Elasmotherium sibiricum* Fischer (in the south), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus ex gr. mosbachensis-germanicus*, *Bison priscus* Boj., *Bos primigenius* Boj., *Saiga tatarica* L., *Cervales cf. latifrons* (John.)*, *Cervus elaphus* L., *Megaloceros giganteus ruffi* Nehr, *Camelus knoblochi* Nehring, *Panthera spelaea* Goldf., *Felis manul* Pallas, *Canis cf. lupus* L., *Ursus savini rossicus* Borissiak*, *U. arctos* L.*., and *Crocuta crocuta spelaea* Goldf.*. Small mammals from the type locality are not known, their list is based on materials from the Tomsk Ob region [Shpansky, 2021a]: *Sorex* sp., *Ochotona* sp., *Lepus* sp., *Citellus* sp., *Clethrionomus* sp., *Dipodidae* gen. (?), *Cricetus* sp., *Eolagurus luteus* Eversm., *Lagurus cf. lagurus* Pall. (*L. transiens* by A. Krukover [Volkova et al., 2002]), *Mimomys ex gr. mid-dendorffii-hyperboreus*, *Microtus ex gr. arvalis-agrestis*, *Dicrostonyx cf. simplicior* Feifar, *Lemmus* sp., *Arvicola aff. mosbachensis*, *Microtus oeconomus* Pall., *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pall., and *Myospalax* sp.

**Species composition of faunal subcomplexes of large mammals of the Middle–Late Neopleistocene
of the West Siberian Plain**

**Видовой состав фаунистических подкомплексов крупных млекопитающих среднего-позднего неоплейстоцена
Западно-Сибирской равнины**

Priirtysh	Khazar	Mammoth
<i>Mammuthus trogontherii chosaricus</i>	<i>Mammuthus trogontherii chosaricus</i>	<i>Mammuthus trogontherii chosaricus</i>
<i>Elephas (Palaeoloxodon) ex gr. antiquus</i>		
<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i>	<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i>	<i>Mammuthus primigenius</i>
<i>Elasmotherium sibiricum</i>	?	<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i>
<i>Coelodonta antiquitatis</i>	<i>Coelodonta antiquitatis</i>	<i>Elasmotherium sibiricum</i>
<i>Equus ex gr. mosbachensis-germanicus</i>	<i>Equus ex gr. mosbachensis-germanicus</i>	<i>Coelodonta antiquitatis</i>
<i>Equus sp. (small)</i>	<i>Equus ovodovi</i>	<i>Equus ex gr. gallicus (=ferus)</i>
<i>Bison priscus</i>	<i>Bison priscus</i>	<i>Equus ovodovi</i>
<i>Bos primigenius</i>	<i>Bos primigenius</i>	<i>Bison priscus</i>
?	<i>Soergelia cf. elisabetae</i>	<i>Bos primigenius</i>
<i>Saiga tatarica</i>	<i>Saiga tatarica</i>	<i>Ovibos moschatus</i>
<i>Cervalces cf. latifrons</i>	?	<i>Saiga tatarica</i>
<i>Cervus elaphus</i>	<i>Alces alces</i>	<i>Alces alces</i>
<i>Megaloceros giganteus ruffi</i>	<i>Rangifer tarandus</i>	<i>Rangifer tarandus</i>
<i>Camelus knoblochi</i>	<i>Cervus elaphus</i>	<i>Cervus elaphus</i>
<i>Panthera spelaea</i>	<i>Megaloceros giganteus</i>	<i>Megaloceros giganteus giganteus</i>
<i>Felis manul</i>	?	?
<i>Canis lupus</i>	<i>Panthera spelaea</i>	<i>Panthera spelaea</i>
<i>Ursus savini rossicus</i>	<i>Gulo gulo</i>	<i>Gulo gulo</i>
<i>Ursus arctos</i>	<i>Canis lupus</i>	<i>Canis lupus</i>
<i>Crocuta crocuta spelaea</i>	<i>Ursus savini rossicus</i>	<i>Ursus savini rossicus</i>
	<i>Ursus arctos</i>	<i>Ursus arctos</i>
	<i>Crocuta crocuta spelaea</i>	<i>Crocuta crocuta spelaea</i>
?		<i>Vulpes (Alopex) lagopus</i>
		<i>Vulpes vulpes</i>
		<i>Meles leucurus</i>
	<i>Castor fiber</i>	<i>Castor fiber</i>

A distinctive feature of the Priirtysh complex is the appearance and wide distribution in Western Siberia of a number of new taxa (giant deer, saiga, woolly rhinoceros, “cave” predators, etc.), which become the basis for the entire Middle and Late Neopleistocene fauna [Shpansky et al., 2007; Shpansky, 2011, 2018b; Shpansky, Chernous, 2012b;]. At the same time, representatives of more ancient faunas are still present, such as the elasmotherium and broad-brow elk, and the Merka rhinoceros reaches its maximum distribution [Shpansky, 2017]. A transitional form between the steppe elephant (*M. trogontherii*) and the typical mammoth (*M. primigenius*) is formed in the phylogenetic lineage of mammoth elephants, which has obtained subspecies status under the name Khazar elephant – *M. trogontherii chosaricus* Dubrovo.

The Khazar subcomplex was first identified by V.I. Gromova [1932] on the basis of numerous finds of remains of large mammals near the village of Nikolskoe in the Lower Volga Region under the name “Volga fauna”. Later, V.I. Gromov [1948] renamed the fauna as

“Khazar complex”. A type locality for the subcomplex within the West Siberian Plain is not currently identified. Known localities of the fauna are as follows: Kartashovo, Kachesovo, Demianskoe, Bobrovka, and Semeika (Khanty-Mansiysk Autonomous District); Krasny Yar (lower ossiciferous level; Novosibirsk Province); and Tatarska (Omsk Province). Cumulative species composition from different localities: large mammals – *Mammuthus trogontherii chosaricus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Stephanorhinus kirchbergensis*, *Equus ex gr. mosbachensis-germanicus*, *Equus ovodovi* Aizenman et Vasiliev, *Soergelia cf. elisabetae*, *Bison priscus*, *Cervus elaphus*, *Megaloceros giganteus*, *Alces alces*, *Rangifer tarandus*, *Castor fiber*, *Panthera spelaea*, *Ursus savini rossicus*, *U. arctos*, *Canis lupus*, *Crocuta crocuta spelaea*, and *Gulo gulo*; small mammals – *Sorex* sp., *Ochotona* sp., *Lepus* sp., *Spermophilus* sp., *Clethrionomys* sp., *Eolagurus luteus*, *Lagurus lagurus*, *Mimomys (Stenocranius) gregalis*, *Microtus oeconomus*, *M. ex gr. middendorffii-hyperboreus*, *M. ex gr. arvalis-agrestis*, *Dicrostonyx cf. guilielmi-henseli*, *Lemmus obensis*, *Arvicola kalmankensis* Zazhigin, and *Myospalax* sp.

The upper boundary of the Khazar subcomplex is drawn by the author at the level of the upper boundary of the Kazantsevo horizon [Shpansky, 2018a], thereby extending the age interval of the subcomplex from the Samarovo to Kazantsevo time for the West Siberian Plain. This proposal is based on the finding of three dominant representatives of the Khazar fauna in the Kazantsevo deposits – *Mammuthus trogontherii chosaricus*, *Stephanorhinus kirchbergensis*, and *Equus ex gr. mosbachensis-germanicus* [Kosintsev, Vasiliev, 2009; Shpansky, 2018a]. For south-eastern West Siberia, the Khazar subcomplex includes several specific species (soergelia and Ovodov's horse), noted for the Kazantsevo time.

The Mammoth subcomplex was zoned off and named “Upper Paleolithic complex” by V.I. Gromov [1948]. For Siberia, as the basis of the complex, V.I. Gromov used the remains of mammals from Paleolithic sites of the Yenisei Valley. But such localities, due to the activity of Paleolithic man, always have a distorted and selective species composition. Geographically, these monuments are located on the border of the West Siberian Zoogeographic Province, and their geological age correlates with LGM (MIS 2). For the entire time of the existence of this complex, it is hardly possible to single out one locality as an exemplary one. This is associated with a sufficiently high degree of study of the complex, the use of the radiocarbon method for direct age determination of skeletal remains, and the revealed heterogeneity of the complex over time. The greatest diversity of mammoth fauna is noted for an earlier time interval corresponding to MIS 3. Within the West Siberian Plain, for the Karginsky Interglacial, the author suggests the fossil soil exposed on the right bank of the Chulym River near the village of Sergeev (Tomsk Province) as an exemplary locality. The coordinates of the position most replete with remains are 57°15'15" N, 86°05' E [Shpansky, 2021b]. All remains of this locality are embedded in their original location. Direct radiocarbon age determination of bones from stratum 4 is determined to be 32–35 ka [Shpansky, Kuzmin, 2021; Kuzmin, Shpansky, 2023]. There are many localities of the Mammoth subcomplex in Western Siberia. According to radiocarbon data, the vast majority is of Karginsky Interglacial or Sartan Glacial. Most of the localities are known for single finds of individual representatives of the fauna, including Prichulymsky, Dzhambul, Kulachye, and Vladimirskaya mine. Sometimes these finds can be fragments of skeletons. There is a number of large multi-species localities, such as Krasny Yar, Sergeyev (Tomsk Province); Chik River, Taradanovo, Krasny Yar (upper bonebed) (Novosibirsk Province); and Baigara (Tyumen Province). Some localities have “superimposed archeology” – Shestakovo, Volchya Griva, and Lugovskoye. The species composition of the subcomplex is as follows: large mammals – *Mammuthus primigenius* (Blum.),

Mammuthus trogontherii chosaricus, *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Elasmotherium sibiricum*, *Stephanorhinus kirchbergensis*, *Equus ex gr. gallicus* Prat., *Equus ovodovi* Eisenmann et Vasiliev, *Bison priscus* Boj., *Bos primigenius* Boj., *Saiga tatarica* L., *Gazella subgutturosa* (Guldenstaedt), *Ovis moschatus* Zimm., *Alces alces* L., *Cervus elaphus* L., *Megaloceros giganteus giganteus* (Blum.), *Rangifer tarandus* L., *Canis lupus* L., *Vulpes (Alopex) lagopus* L., *Vulpes vulpes* L., *Vulpes corsac* L., *Panthera spelaea* Goldf., *Ursus savini rossicus* Boris-siak, *Ursus arctos* L., *Crocuta spelaea* Goldf., *Gulo gulo* L., *Meles leucurus* Hodgson; rodents and hares – *Lepus timidus* L., *Castor fiber* L., *Marmota bobac* L., *Spermophilus citellus* L., *Lemmus sibiricus* Kerr, *Dicrostonyx guilielmi* Sanford, *Microtus gregalis* Pallas, *M. oeconomus* Pallas, and *Lagurus lagurus* Pallas. The structure of the mammoth subcomplex in Western Siberia is generally identical to that of Eastern Europe and most part of Western Europe. This similarity is even more significant than for the Khazar subcomplex. B.S. Kozhamkulova [1981] notes the continued existence of *Camelus knoblochi*, *Bos primigenius*, and *E. hemionus* Pallas, but no radiocarbon age determination of these findings has been performed. The mammals *Ovis ammon*, *Camelus knoblochi*, and *Hystrix brachyuran vinogradovi* Argyropulo have been recorded for the Altai territory [Vasiliev, 2016; Kuzmin et al., 2017]. South of Novosibirsk, in the Minusinsk basin and the Pre-Altai Plain, finds of *Ovis ammon* (Taradanovo), *Cuon alpinus* (Chumysh and Krasny Yar) are noted [Vasiliev et al., 2018], which may reflect the ecotone zone between the West Siberian and Altai-Sayan zoogeographic provinces.

Modern (Holocene) fauna of the West Siberian Plain. The Holocene localities of mammalian remains were analyzed by M.M. Devyashin [2013]. The vast majority of the 214 sites are represented by archeological sites, such as settlements and ritual complexes. Wild animals are represented by preserved elements of the mammoth fauna: *Castor fiber*, *Lepus timidus*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Vulpes (Alopex) lagopus*, *Gulo gulo*, *Meles leucurus*, *Ursus arctos*, *Alces alces*, *Cervus elaphus*, *Rangifer tarandus*, *Saiga tatarica*, and *Equus hemionus*. *Megaloceros giganteus* is preserved in the early Holocene [Stuart et al., 2004; Plicht et al., 2015]. Due to the wide distribution of forests, the number of forest-dwelling species has increased, primarily of martens (*Martes zibeline*, *Mustela sibirica*, and *Lutra lutra*) as well as *Lynx lynx*, *Sus scrofa*, and *Capreolus pygargus*. Remains of *Marmota* sp. and *Vulpes corsac* are quite numerous; isolated finds of *Gazella subgutturosa* and *Ovis ammon* are also known. The widespread distribution of *Equus ferus* and *Bos primigenius* is questionable due to their morphometric proximity to domestic animals.

Conclusions

The generalized data on the stratigraphic distribution of individual taxa of large mammals from the localities of the West Siberian Plain demonstrate a number of features. Taxonomic diversity over time is unevenly represented due to the extremely small localities of large mammal remains in the Eopleistocene sediments of Western Siberia, and, therefore, reflects an insufficient degree of study. The revealed species diversity reaches its maximum for the Middle Neopleistocene and Late Neopleistocene and is minimal for the Eopleistocene. At present, the lower boundary of the Quaternary coincides with the appearance in Western Siberia of the key Quaternary phylogenetic lines of elephants and horses *Archidiskodon–Mammuthus* and *Equus*. The species composition of the Paleopleistocene and Eopleistocene fauna reflects the ancient stage of development with elephants with thick-tooth enamel of the genus *Archidiskodon*, archaic horses of the Stenon type, early rhinos of the genera *Elasmotherium* (the form from the Podpusk-Lebyazhie complex is similar to *E. peii*) and *Stephanorhinus*, early antelopes and deer *Antilospira cf. gracilis*, *Gazella (Vetagazella) sinensis*, *Eucladoceros* sp., and the giant camel *Paracamelus gigas*. This fauna reflects fairly warm and humid habitat conditions, mosaic landscapes from arid steppes to broad-leaved forests, and a mixed species and ecological composition.

The boundary between the Eopleistocene and Neopleistocene is marked by a change at the generic level in the phylogenetic line of elephants from *Archidiskodon* to *Mammuthus*, the extinction of *Homotherium*, the appearance of the line of *E. mosbachensis–E. gallicus*, the origination of *Stephanorhinus kirchbergensis*, the widespread dispersal of *Elasmotherium sibiricum*, the first appearance of the subgenus *Bison* and its short-horned form *B. schoetensacki*. In addition, more ancient forms still occurred, such as *E. (Allochippus) sanmeniensis*, *Praeovibos priscus*, and others. In general, the composition of the Early Neopleistocene fauna near the Vyatka River is transitional, reflecting changes in landscape and climatic conditions towards significant aridization and reduction of forest areas.

The boundary between the Early and Middle Neopleistocene is characterized by a change at the generic level in the musk-oxen *Praeovibos–Ovibos*; the appearance of new genera, namely *Megaloceros*, *Saiga*, *Bos*, *Camelus*, *Coelodonta*, and, probably, *Canis*, as well as new species such as *Ursus arctos* and *U. savini*, *Panthera spelaea*, *Bison*, and others. Since the Middle Neopleistocene, the tundra-steppe area of the fauna has been established, with dominating both in species diversity and in the number of forms that tend to inhabit open landscapes. This time corresponds to a significant aridization of the climate, the maximum distribution of permafrost and eolian deposits.

Thus, fauna revolutions occurred at the primary turns of the Pleistocene, such as Gelasian–Eopleistocene (=Calabrian), Early–Middle Neopleistocene (=Early Middle–Late Middle Pleistocene), and Late Neopleistocene–Holocene. But those revolutions were the same at the turn of the Middle–Late Neopleistocene. New data on the time of key taxa extinction of the Middle Pleistocene within Western Siberia raise a very serious question. Why did the mammal fauna not react to sufficiently significant changes in the landscape and climatic conditions during the Middle–Late Neopleistocene, and if it did react, how did this reaction manifest itself? Moreover, there is the issue of causes that led to extinction and the dynamics of the ecological structure revolution in the mammalian fauna from the end of the Pleistocene to the beginning of the Holocene (45–7 thousand years ago). In this regard, it is even more acute now.

The extinction of the dominant mammoth fauna taxa within Western Siberia occurred differently for different species and for the same species within the territory. The process began in the second half of Karginsky interstadial (about 40–45 thousand years). The extinction was not accompanied by vicariate species substitution, as in previous epochs, which led to the destruction of the paleoecological structure of the fauna that had existed for about 7 million years (since the beginning of the Hipparrion fauna).

References

- Abramov A.V. Variation of the baculum structure of the Palaearctic badger (Carnivora, Mustelidae, *Meles*) // Russian Journal of Theriology. 2002. V. 1 (1). pp. 57–60.
- Adamenko O.M., Zazhigin V.S. Fauna melkikh mlekopitayushchikh I geologicheski vozrast kochkovskoi svity Yuzhnoi Kulundy [Fauna of small mammals and geological age of the Kochkovo formation of Southern Kulunda]. In: Stratigraficheskoe znachenie antropogenovoi fauny melkikh mlekopitayushchikh. Moscow: Nauka, 1965. In Russian
- Agadjanian A.K., Shunkov M.V. Paleolithic man of Denisova Cave and Zoogeography of Pleistocene Mammals of Northwestern Altai // Paleontological Journal. 2018. 52, 1. pp. 66–89.
- Aidov A.V. Prostranstvenno-vremennye izmenenia rasprostranenia peshchernykh lvov na territorii Zapadnoi Sibiri [Spatiotemporal changes in the distribution of cave lions in Western Siberia] // Azimut Geonauk. Tomsk, 2022. pp. 15–19. In Russian
- Alexeeva L.I. Teriofauna verhnego Pleistocena Vostochnoi Evropy (krupnye mlekopitayushchie) [Theriofauna of the Upper Pleistocene of Eastern Europe (large mammals)]. Moscow: Nauka, 1990. 109 p. In Russian
- Alexeeva L.I., Bolshakova A.I., Sychev I.A. Nakhodka skeletal mamonta u s. Mezhevihino (Voronezhskaya oblast) [Finding a mammoth skeleton near the village. Mezhevino (Voronezh region)] // Izvestia vysshih uchebnyh zavedeni (Geologia i razvedka). 1984. V. 6. pp. 21–26. In Russian

Arhipov S.A., Krukover A.A., Shelkopylas V.N. *Razrez s rannepleistocenovoi vyatkinskoi fauno i floro na yuge Zapadnoi Sibiri* [Section from the Early Pleistocene Vyatka fauna and flora in the south of Western Siberia] // Pleistocene Siberia. Stratigraphy and regional correlation. Novosibirsk: Nauka, 1989. pp. 91–97. In Russian

Bajgusheva V.S., Titov V.V. Late Middle-Early Late Pleistocene Mammoths from the Lower Don River region (Russia) // Quaternary. 2021. V. 4. No. 5. pp. 1–19.

Baryshnikov G.F. *Medvezhii (Carnivora, Ursidae)* [Bears (Carnivora, Ursidae)]. St. Petersburg: Nauka, 2007. 541 p. In Russian

Baryshnikov G.F., Vereshchagin N.K. *Kratki obzor chetvertichnyh gien (semeistvo Hyaenidae) Rossii i sopredelnyh territorii* [Brief overviews of Quaternary hyenas (family Hyaenidae) of Russia and adjacent territories] // Chetvertichnye i sovremennye mlekopitayushchie Evrazii. Trudy Zoologicheskogo Instituta, 1996. V. 270. pp. 7–65. In Russian

Bobkovskaya N.E. *Krupnye mlekopitayushchie pleistocena Nizhnego Priirtyshia* // Pleistocene and Holocene faunas of the Urals [Large Pleistocene mammals of the Lower Irtysh region // Pleistocene and Holocene faunas of the Urals]. Ekaterinburg: Universitet, 2002. pp. 56–61. In Russian

Bondarev A.A., Tesakov A.S., Simakova A.N., Dorogov A.L. *Severnyi olen (Rangifer) iz rannego pleistocena yuga Zapadnoi Sibiri* [Reindeer (Rangifer) from the Early Pleistocene of southern Western Siberia] // Integrativnaya paleontologia: perspektivy razvitiya dlya geologicheskikh celei. Materialy 63 sessii Paleontologicheskogo obshchestva. St. Petersburg, 2017. pp. 173–175. In Russian

Buynovsky N.A., Haveson Ya.I. *Pervaya nahodka cherepa pleistocenovogo verbluda v Sibiri* [First discovery of a Pleistocene camel skull in Siberia] // Bulletin Komis. po izuch. Chetvertichnogo perioda. 1953. V. 19. pp. 79–81. In Russian

Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. pp. 6093–6095.

Devyashin M.M. *Krupnye mlekopitayushchie yugo-vostoka Zapadnoi Sibiri v Holocene* [Large mammals of the southeast of Western Siberia in the Holocene]. Avtoref. Dissertaci kandidata geol.miner. nauk. Tomsk, 2013. 19 p. In Russian

Doan K., Niedziałkowska M., Stefaniak K., Sykut M., Jędrzejewska B., Ratajczak-Skrzatek U., Piotrowska N., Ridush B., Zachos F.E., Popovic D., Baca M., Mackiewicz P., Kosintsev P., Makowiecki D., Charniausk M., Boeskorov G., Bondarev A., Danila G., Kusak J., Rannamäe E., Saarma U., Arakelyan M., Manaseryan N., Krasnodębski D., Titov V.V., Hulva P., Bălășescu A., Trantalidou K., Dimitrijevic V., Shpansky A.V., Kovalchuk O., Klementiev A., Foronova I.V., Malikov D.G., Juras A., Nikolskiy P.A., Grigoriev S.E., Cheprasov M.Y., Novgorodov G.P., Sorokin A.D., Wilczyński J., Protopopov A.V., Lipecki G., Stanković A. Phylogenetics and phylogeography of red deer mtDNA lineages during the last 50 000 years in Eurasia // Zoological Journal of the Linnean Society. 2022. V. 194. pp. 431–456.

Dubrovo I.A. *Drevnie slony SSSR* [Ancient elephants of the USSR] // Trudy Paleontologicheskogo Instituta. 1960. V. 36. Vyp. 1. 79 p. In Russian

Dubrovo I.A., Pisareva V.V., Shik S.M. *O hosarskom slone iz Lyubereckogo raiona Podmoskovia* [About the Khosar elephant from the Lyubertsy district of the Moscow region] // Materialy 5 Vserossiyskogo soveshchaniya po izucheniu chetvertichnogo perioda. 2007. pp. 114–116. In Russian

Foronova I.V. *Iskopаемые лошади Кузнецкой котловины* [Fossil horses of the Kuznetsk Basin]. Novosibirsk, 1990. 131 p. In Russian

Foronova I.V. *Chetvertichnye mlekopitayushchie yugo-vostoka Zapadnoi Sibiri (Kuznetskaya kotlovina): filogeniya biostratigrafii, paleoekologiya* [Quaternary mammals of the southeast of Western Siberia (Kuznetsk Basin): phylogeny, biostratigraphy, paleoecology]. Novosibirsk: GEO, 2001. 243 p. In Russian

Gaiduchenko L.L. *Pozvonochnye, landshafty i paleoklimaty neogena Pavlodarskogo Priirtyshiya* [Vertebrates, landscapes and paleoclimates of the Neogene of the Pavlodar Irtysh region]. Dissertation kandidata geol.-miner. nauk. Institut geologii i mineralogii. Novosibirsk. 1986. 314 p. In Russian

Gaiduchenko L.L. *Vremya pojavleniya i uslovia obitania arhantropov roda Homo v Severnoi Evrasiy* [Time of appearance and living conditions of archanthropes of the genus Homo in Northern Europe] // Vestnik Chelyabinskogo universiteta. Seria 10. Vostokovedenie. Evrasiystvo. Geopolitika. 2003. V. 3. pp. 115–125. In Russian

Garutt V.E., Tikhonov A.N. *Proishozhdenie i sistematika semeistva slonovyh Elephantinae Gray, 1821 so specialnym obzoram triby Mammuthini Brookes, 1828* [Origin and taxonomy of the elephant family Elephantinae Grai, 1821 with a special review of the tribe Mammuthini Brookes, 1828] // Mamont i ego okruzhenie: 200 let izuchenia. Moscow: GEOS, 2001. pp. 47–70. In Russian

Gasilin V.V., Kosintsev P.A. *Kraniologicheskaya diagnostika barsukov (Carnivora, Mustelidae, Meles meles, Meles leucurus)* Evropy i Severnoi Azii [Craniological diagnostics of badgers (Carnivora, Mustelidae, Méliès méliès, Méliès leucurus) of Europe and Northern Asia] // Zoologicheskiy zhurnal. 2012. V. 91. No. 4. pp. 475–485. In Russian

Gromov V.I. *Kratkiy sistematicheskiy i stratigraficheskiy obzor chetvertichnyh mlekopitayushchih SSSR* [Brief systematic and stratigraphic review of Quaternary mammals of the USSR] // Akademiku V.A. Obruchevu k pyatidesyatletiyu nauchnoi i pedagogicheskoi deyatelnosti. 1939. V. 2. pp. 163–223. In Russian

Gromov V.I. *Paleontologicheskoe i archeologicheskoe obosnovanie stratigrafiyi kontinentalnyh otlozheniy chetvertichnogo perioda na territorii SSSR* [Paleontological and archaeological substantiation of the stratigraphy of continental deposits of the Quaternary period on the territory of the USSR] // Trudy Geologicheskogo instituta, seria geologicheskaya. 1948. V. 64. Vyp. 17. 521 p. In Russian

Gromov V.I. *Principy postroenia shem periodizacii paleolita* [Principles of constructing Paleolithic periodization schemes] // Trudy Komis. po izuch. Chetvertichnogo perioda. 1961. V. 18. pp. 32–38. In Russian

Gromov V.I., Alekseev M.N., Vangengeim E.A., Kind N.V., Nikiforova K.V., Ravsky E.I. *Skhema korrelyacii antropogenovyh otlozheniy Severnoi Evrasiy* [Scheme of correlation of anthropogenic deposits of Northern Eurasian] // Korrelyacia antropogenovyh otlozheniy Severnoi Evrasiy. Moscow: Nauka, 1965. pp. 5–33. In Russian

Gromova V.I. *Novye materialy po chetvertichnoi faune Povolzhya i po istorii mlekopitayushchikh Vostochnoi Evropy i Severnoi Azii voobshche* [New materials on the Quaternary fauna of the Volga region and on the history of mammals of Eastern Europe and Northern Asia in general] // Trudy Komiss. po izucheniyu Chetvertichnogo perioda. 1932. V. 2. pp. 1–125. In Russian

Kambaritdinov R.K. *Stratigrafiya antropogenovyh otlozheniy Pavlodarskogo Priirtyshia, paleontologicheskoe obosnovanie i korrelyacia s nekotoryimi raionami Zapadnoi Sibiri i Srednei Azii* [Stratigraphy of anthropogenic deposits of the Pavlodar Irtysh region, paleontological substantiation and correlation with some areas of Western Siberia and Central Asia]. Avtoref. kandidatskoi diss. Tashkent, 1969. 16 p. In Russian

- Kaplyanskaya F.A., Tarnogradskiy V.D. *Sredniy i nizhniy pleistocen nizoviev Irtysha* [Middle and lower Pleistocene of the lower reaches of the Irtysh River]. Leningrad: Nedra, 1974. 160 p. In Russian
- Kirillova I.V., Vershinina A.O., Zazovskaya E.P., Zazina O.G., Katler S., Kosintsev P.A., Lapteva E.G., Chernova O.F., Shapiro B.K. *K voprosu o vremeni i srede obitania Stephanorhinus kirchbergensis JÄGER, 1839* [On the issue of time and habitat Stephanorhinus kirchbergensis JÄGER, 1839] // Zoologicheskiy zhurnal. 2021. V. 100. No. 5. pp. 558–572. In Russian
- Klementev A.M., Laptenok V.V. *Drevneishie nosorogi Kurtaka (Krasnoyarskoe vodokhranilishche)* [The most ancient rhinoceroses of Kurtak (Krasnoyarsk Reservoir)] // Paleontologia, stratigraphia i paleogeographia mezozoya i kainozoya borealnykh raionov. Materialy nauchnoi on-lain sessii, posvyashchennoi 110-letiyu so dnya rozhdeniya chlena-korrespondenta AN SSSR Vladimira Nikolaevicha Saksa. Red. N.K. Lebedeva, A.A. Goryacheva, O.S. Dzyuba, B.N. Shurygin. Novosibirsk, 2021. pp. 291–298. In Russian
- Korotkevich E.L. *Istoria formirovaniya hipparionovoi fauny Vostochnoi Evropy* [History of the formation of the hipparion fauna of Eastern Europe]. Kiev: Naukova dumka, 1988. 161 p. In Russian
- Kosintsev P.A., Bobkovskaya N.E., Borodin A.V., Zinoviev E.V., Nekrasov A.I., Trofimova S.S. *Trogontherievyi slon Nizhnego Irtysha* [Trogontherian elephant of the Lower Irtysh]. Ekaterinburg: Volot, 2004. 260 p. In Russian
- Kosintsev P.A., Michell K., Deviese T., van der Plicht J. et al. Evolution and extinction of the giant rhinoceros *Elasmotherium sibiricum* sheds light on late Quaternary megafaunal extinctions // Nature ecology and evolution. 2019. V. 3. No 1. pp. 31–38.
- Kosintsev P.A., Plasteeva N.A., Vasiliev S.K. *Dikie loshadi (Equus (Equus) s. L.) Zapadnoi Sibiri v Holocene* [Wild horses (Ekuus (Ekuus) s.L.) of Western Siberia in the Holocene] // Zoologicheskiy zhurnal. 2013. V. 92. No. 9. pp. 1107–1116. In Russian
- Kosintsev P.A., Vasiliev S.K. *Fauna krupnyh mlekopitayushchih pozdneogo neopleistocena Zapadnoi Sibiri* [Fauna of large mammals of the late Neopleistocene of Western Siberia] // Bulletin Komis. po izuch. Chetvertichnogo perioda. 2009. V. 69. pp. 94–105. In Russian
- Kozhamkulova B.S. *Antropogenovaya iskopaemaya teriofauna Kazakhstana* [Anthropogenic fossil theriofauna of Kazakhstan]. Alma-Ata: Nauka, 1969. 149 p. In Russian
- Kozhamkulova B.S. *Pozdnekainozoiskie kopytnye Kazakhstana* [Late Cenozoic ungulates of Kazakhstan]. Alma-Ata: Nauka, 1981. 144 p. In Russian
- Krukover A.A., Krivonogov S.K. *O vozraste allyuvialnykh otlozheniy v razreze u Nadcy na Irtyshe* [On the age of alluvial deposits in the section near Nadca on the Irtysh] // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 1995. No. 11. pp. 54–58. In Russian
- Kuzmin Y.V., Kosintsev P.A., Vasiliev S.K., Fadeeva T.V., Hodgins G.W.L. The northernmost and latest occurrence of the fossil porcupine (*Hystrix brachyura vinogradovi* Argyropulo, 1941) in the Altai Mountains in the Late Pleistocene (ca. 32,000–41,000 cal BP) // Quaternary Science Reviews. 2017. V. 161. pp. 117–122.
- Kuzmin Y.V., Shpansky A.V. The Late Pleistocene megaflora of the Chulym River basin, southeastern West Siberian Plain: chronology and composition of stable isotopes // Journal of Quaternary Science. 2023. V. 38. No. 1. pp. 2–7.
- Kuzmina I.E. *Loshadi severnoi Evrazii ot pliocena do sovremennosti* [Northern Eurasian horses from the Pliocene to the present] // Trudy Zoologicheskogo Instituta. 1997. V. 273, 223 p. In Russian
- Lavrov A.V., Zabelin V.I. *Pervobytnyi tur (Bos primigenius, Bovidae) v rannem Holocene Respubliki Tyva* [Primitive tur (Bos primigenius, Bovidae) in the early Holocene of the Republic of Tyva] // V Vserossiyskoe soveshchanie po izucheniyu chetvertichnogo perioda. Moscow, 2007. pp. 208–209. In Russian
- Lazarev P.A. *Krupnye mlekopitayushchie antropogena Yakutii* [Large anthropogenous mammals of Yakutia]. Novosibirsk: Nauka, 2008. 160 p. In Russian
- Lobachev Y.V., Shpansky A.V., Bondarev A.A., Lobachev A.Y., Vasiliev S.K., Klementev A.M., Grebnev I.E., Silaev V.I. New findings of *Stephanorhinus kirchbergensis* (JÄGER, 1839) in Siberia // Paleontologia Electronica. 2021. V. 24. No. 1. a14. pp. 1–42.
- Makarova L.A. *Pervye nahodki loshadi Stenona v kazahstane* [The first finds of Stenon's horse in Kazakhstan] // Materialy po istorii fauny I flory Kazahstana. 1955. V. 1. pp. 29–39. In Russian
- Malikov D.G. *Novye materialy po malomu peshchernomu medvedyu Ursus rossicus Borissiak, 1930 srednego neopleistocena Kurtaskogo arheologicheskogo raiona* [New materials on the small cave bear Ursus rossicus Borissiak, 1930 of the Middle Neopleistocene of the Kurtak archaeological region] // Amurskiy zoologicheskiy zhurnal. 2018. V. X. No. 1. pp. 80–87. In Russian
- Malikov D.G., Shpansky A.V., Svyatko S.V. New data of time distribution of musk ox *Ovibos moschatus* in Late Neopleistocene is South Siberia // Russian Journal of Theriology. 2020. V. 19 (2). pp. 183–192.
- Motuzko A.N. *Paleontologicheskaya harakteristika "diagonalnyh" peskov v razreze u sela Urtam* [Paleontological characteristics of "diagonal" sands in the section near the village of Urtam] // Vestnik MGU. 1970a. Seria geogr. No. 3. pp. 106–108. In Russian
- Motuzko A.N. *Nizhnepleistocenovaya fauna mlekopitayushchih iz razreza u sela Skorodum Omskoi oblasti* [Lower Pleistocene mammal fauna from the section near the village of Skorodum, Omsk region] // Vestnik MGU. 1970b. Seria geogr. No. 4. pp. 87–89. In Russian
- Motuzko A.N. *Fauna mlekopitayushchih verhnego Pliocena, nizhnego i nachala srednego Pleistocena vnelednikovo oblasti Zapadnoi Sibiri i ee paleogeograficheskoe znachenie* [Fauna of mammals of the upper Pliocene, lower and early middle Pleistocene of the non-glacial region of Western Siberia and its paleogeographical significance]. Avtoref. kandidatskoi diss. Moscow, 1971. 16 p. In Russian
- Motuzko A.N. *Fauna mlekopitayushchih iz tobolskikh otlozheniy v razrezah Tomskogo Priobia i Tobolskogo materika* [Fauna of mammals from Tobolsk deposits in sections of the Tomsk Ob region and the Tobolsk continent] // Tobolskiy gorizont sibirskogo Pleistocena. Novosibirsk, 1975. pp. 51–56. In Russian
- Nikolsky P.A. *Sistematiska i stratigraficheskoe znachenie losei (Alcini, Cervidae, Mammalia) v pozdnem kainozoe Evrazii i Severnoi Ameriki* [Taxonomy and stratigraphic significance of moose (Alcini, Cervidae, Mammalia) in the Late Cenozoic of Eurasia and North America]. Avtoref. kandidatskoi diss. Geologicheskiy institut RAS, 2010. 26 p. In Russian
- Ovodov N.D., Martynovich N.V. *Dikie koshki (Mammalia, Felidae) Altaya v Pleistocene i Holocene* [Wild cats (Mammalia, Felidae) of Altai in the Pleistocene and Holocene] // Fauna i flora severnoi Evrasii v pozdnem kainozoe. Ekaterinburg: Rifei, 2008. pp. 165–171. In Russian
- Ovodov N.D., Tarasov A.Y. *Bolshaya koshka (Panthera sp.) i malyi peshchernyi medved (Ursus rossicus) v Sibiri* [Big cat (Panthera sp.) and small cave bear (Ursus rossicus) in Siberia] // Eniseiskaya provincial. Krasnoyarsk. 2009. V. 4. pp. 129–135. In Russian

Plasteeva N.A., Vasiliev S.K., Klementiev A.M., Kosintsev P.A. Morphological differentiation of Equids (*Equus ovodovi*, *Equus hemionus*) and their distribution ranges in Western Siberia in the Late Pleistocene // Biology Bulletin. 2019. V. 48. Suppl. 1. pp. 197–207.

Plicht van der J., Molodin V.I., Kuzmin Y.V., Vasiliev S.K., Postnov A.V., Slavinsky V.S. New Holocene refugia of giant deer (*Megaloceros giganteus* Blum.) in Siberia: updates extinction patterns // Quaternary Science Reviews. 2015. V. 114. pp. 182–188.

Puchkovskaya V.G., Shpansky A.V. *Nachodki skeletov mamontov (Mammuthus primigenius) na territorii Tomskoi oblasti* [Finds of mammoth skeletons (*Mammuthus primigenius*) in the Tomsk region] // Azimut Geonauk. Tomsk: Izdatelstvo CNTI, 2023. Vyp. 3. pp. 65–70.

Puminov A.P., Buzulutskov F.C. *K litologo-mineralogicheskoi kharakteristike Kainozoiskih allyuvialnyh otlozheniy doliny Eniseya v zone Minusinskogo mezgornogo progiba* [On the lithological and mineralogical characteristics of the Cenozoic alluvial deposits of the Yenisei valley in the zone of the Minusinsk intermountain trough] // Neogenovye i chetvertichnye otlozheniya Zapadnoi Sibiri. Moscow: Nauka, 1968. pp. 56–76. In Russian

Ratajczak U., Shpansky A.V., Malikov D.G., Stefaniak K., Nadachowski A., Wojtal P., Ridush B., Krakhmalnaya T.V., Stepanchuk V., Mackiewicz P. Quaternary skulls of the saiga antelope from Eastern Europe and Siberia. *Saiga borealis* versus *Saiga tatarica* – One species or two? // Quaternary International. 2016. V. 420. pp. 329–347.

Rusanov B.S. *Biostratigrafija kainozoiskih otlozheniy Yuzhnoi Yakutii* [Biostratigraphy of Cenozoic deposits of Southern Yakutia]. Moscow: Nauka, 1968. 459 p. In Russian

Rusanov G.G. *Holocenovyi allyuviy reki Kizikha na Predaltaiskoi ravnine* [Biostratigraphy of Cenozoic deposits of Southern Yakutia] // Izvestia Biyskogo otdelenia RGO, 2010. V. 31. pp. 41–45. In Russian

Rusanov G.G., Orlova L.A. *Radiouglerodnye datirovki (SB RAS) Gornogo Altaya i Predaltaiskoi ravniny* [Radiouglerodnye datirovki (SB RAS) Gornogo Altaya i Predaltaiskoi ravniny]. Biysk, 2013. 291 p. In Russian

Rusanov G.G., Shpansky A.V., Orlova L.A. *Rasprostranenie i radiouglerodnyi vazrast mamontovoi fauny v Gornom Altei i ego predgoriakh* [Distribution and radiocarbon age of mammoth fauna in Gorny Altai and its foothills] // Evolucia zhizni na Zemle. Materialy IV mezhdunarodnogo simposiuma. Tomsk, 2010. pp. 645–648. In Russian

Ryasina V.E. *Novye nahodki chetvertichnoi fauny mlekopitayushchih v Verhnem Priobie* [New finds of Quaternary mammal fauna in the Upper Ob region] // Doklady akad. nauk USSR, 1962. V. 142. No. 5. p. 1153. In Russian

Shcheglova V.V. *O sistematiceskem polozhenii i istorii razvitiya bolsherogikh olenei* [On the systematic position and history of development of big-horned deer] // Doklady akademii nauk USSR. 1950. V. 73. No. 4. pp. 813–816. In Russian

Shcheglova V.V. *O bolsherogikh olenyah (roda Megaloceros) na territorii USSR* [About big-horned deer (genus *Megaloceros*) on the territory of the Ukrainian SSR] // Uchenye zapiski Belorusskogo universiteta. 1958. Seria geol. No. 43. pp. 173–188. In Russian

Shpansky A.V. *Ostatki saigi iz Tomskogo Priobia* [Remains of saiga from the Tomsk Ob region] // Aktualnye voprosy geologii i geografii Sibiri. Tomsk, 1998. V. 1. pp. 344–348. In Russian

Shpansky A.V. *Pleistocenovye loshadi yugo-vostoka Zapadnoi Sibiri* [Pleistocene horses of the southeast of Western Siberia] // Problemy geologii i osvoenia nedr. Tomsk, 1999. pp. 52–54. In Russian

Shpansky A.V. *Katalog kollekciy chetvertichnyh mlekopitayushchih Tomskogo oblastnogo kraevedcheskogo muzeya* [Catalog of the collection of Quaternary mammals of the Tomsk Regional Museum of Local Lore]. Tomsk^ Izdatelstvo TGU, 2000. 101 p. In Russian

Shpansky A.V. *Krupnye mlekopitayushchie srednego neopleistocena Tomskogo Priobia* [Large mammals of the Middle Neopleistocene of the Tomsk Ob region] // Sovremennaya paleontologiya: klassicheskie i noveishie metody. Paleontology Institut RAS. Moscow, 2005a. pp. 167–180. Tabl. XIII. In Russian

Shpansky A.V. Remains of an Elephant *Phanagoroloxodon irtyshensis* sp. nov. from the Southern Part of the West Siberian Plain // The World of Elephants. Short Papers and Abstracts of the 2nd International Congress. Ed.: L.D. Agenbroad, R.L. Symington. Mammoth Site Scientific Papers. Hot Springs, South Dakota, 2005b. 4. pp. 166–170.

Shpansky A.V. *Osobennosti razvitiya hipparionovoї fauny Pavlodarskogo Priirtyshia* [Features of the development of the hipparion fauna of the Pavlodar Irtysh region]// Paleontologicheskie pamiatniki prirody – prirodnoe nasledie: izuchenie, perspektivy issledovaniy i problemy sohranenia. Pavlodar: Kerek, 2008. pp. 130–136. In Russian

Shpansky A.V. *Stratigraficheskoe polozhenie priirtyshskogo faunisticheskogo kompleksa* [Stratigraphic position of the Irtysh faunal complex] // Fundamentalnye problemy Quartera: itogi izuchenija i osnovnye napravlenija dalneishih issledovanij. Materialy VI Vserossijskogo soveshchanija po izucheniju chetvertichnogo perioda. Novosibirsk: SB RAS, 2009. pp. 640–643. In Russian

Shpansky A.V. *Dinamika fauny chetvertichnyh mlekopitayushchih kak otrazhenie obshchego izmenenia fiziko-geograficheskikh usloviy v borealnoi oblasti Evrasii* [Dynamics of the fauna of Quaternary mammals as a reflection of the general change in physical and geographical conditions in the boreal region of Eurasia] // Evolucia zhizni na Zemle. Materialy IV Mezdunarodnogo simposiuma. Tomsk, 2010. pp. 656–660. In Russian

Shpansky A.V. *Gigantskie oleni Megaloceros giganteus (Blum.) (Mammalia, Artiodactyla) yugo-vostoka Zapadno-Sibirskoi ravniny* [Giant deer *Megaloceros giganteus* (Bloom.) (Mammalia, Artiodactyla) of the southeast of the West Siberian Plain] // Bull. Moskovskogo obshchestva ispytatelei prirody, Otdel geol. 2011. V. 86. No. 1. pp. 18–30. In Russian

Shpansky A.V. Skeleton of the giant deer *Megaloceros giganteus* (Blumenbach, 1803) (Mammalia, Artiodactyla) from the Irtysh Region near Pavlodar // Paleontological Journal. 2014. V. 48. No. 5. pp. 534–550.

Shpansky A.V. New finds of Merck rhinoceros (*Stephanorhinus kirchbergensis* jager 1839) (Rhinocerotidae, Mammalia) in Ob area, Tomsk region // Geofernye issledovaniya – Geosphere Research. 2016. No. 1. pp. 24–39. In Russian

Shpansky A.V. Questions paleozoogeography of Stephanorhinus kirchbergensis (Jager 1839) (Rhinocerotidae, Mammalia) // Geofernye issledovaniya – Geosphere Research. 2017. No. 3. pp. 73–89. In Russian

Shpansky A.V. *Chetvertichnye krupnye mlekopitayushchie Zapadno-Sibirskoi ravniny: uslovia obitania i stratigraficheskoe znachenie* [Quaternary large mammals of the West Siberian Plain: habitat conditions and stratigraphic significance]. Diss. doktora geol.-miner. nauk. Tomsk, 2018a. 313 p. In Russian

Shpansky A.V. *Novye dannye po mestonahozdeniyu Grigorievka (Pavlodarskaya oblast)* [New data on the location of Grigoryevka (Pavlodar region)] // Aktualnye problemy estestvenno-nauchnogo znanija. Pavlodar, 2018b. pp. 494–499. In Russian

Shpansky A.V. *O mamontah i ih sputnikah: paleoekologija mamontovoi fauny* [About mammoths and their companions: paleoecology of mammoth fauna]. Moscow: Fiton XXI, 2021a. 152 p. In Russian

- Shpansky A.V. Key section of karginsk deposits in the middle reach of the Chulym River (Tomsk region) // Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research, 2021b. No. 2. pp. 67–76. In Russian
- Shpansky A.V., Aliysova V.N., Ilyina S.A. The Quaternary Mammals from Kozhamzhar Locality (Pavlodar Region, Kazakhstan) // American Journal of Applied Sciences. 2016a. V. 13 (2). pp. 189–199.
- Shpansky A.V., Aliysova V.N., Titov S.V., Smagulov T.N. *Novaya nahodka stepnogo slona Mammuthus trogontherii Pohlig (Proboscidea, Elephantidae) v Pavlodarskom Priirtyshie, Kazakhstan* [A new find of the steppe elephant Mammuthus trogontherii Pohlig (Proboscidea, Elephantidae) in the Pavlodar Irtysh region, Kazakhstan] // Bull. Moskovskogo obshchestva ispytatelei prirody. Otdel geol. 2008. V. 83. No. 3. pp. 52–62. In Russian
- Shpansky A.V., Billia A.E.A. Records of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jager, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) from the Ob' River at Krasny Yar (Tomsk region, southeast of Western Siberia) // Russian Journal of Theriology. 2012. V. 11 (1). pp. 47–55.
- Shpansky A.V., Boeskorov G.G. Northernmost Record of the Merck's Rhinoceros *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jäger) and Taxonomic Status of *Coelodonta jacuticus* Russanov (Mammalia, Rhinocerotidae) // Paleontological Journal. 2018. V. 52. No. 4. pp. 445–462.
- Shpansky A.V., Chernous A.V. *Iskopaemye medvedi (Carnivora, Ursidae) iz mestonakhozdeniya Krasny Yar (Krivosheinsky rayon, Tomskaya oblast)*. 1. *Kranialnye ostatki* [Fossil bears (Carnivora, Ursidae) from the Krasny Yar locality (Krivosheinsky Area, Tomsk Region). 1. Cranial remains] // Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta [Bulletin of Tomsk State University]. 2012a. No. 358. pp. 232–238. In Russian.
- Shpansky A.V., Chernous A.V. Iskopaemye medvedi (Carnivora, Ursidae) iz mestonakhozdeniya Krasny Yar (Krivosheinsky rayon, Tomskaya oblast). 2. Postkranialnye ostatki i paleoekologiya. [Fossil bears (Carnivora, Ursidae) from Krasny Yar locality (Krivosheinsky area, Tomsk region). 2. Postcranium remains and Palaeoecology issues] // Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta [Bulletin of Tomsk State University], 2012b. No. 362. pp. 197–202. In Russian
- Shpansky A.V., Chernous A.V., Fossil bears (Carnivora, Ursidae) from Krasny Yar locality (Krivosheinsky area, Tomsk region). 2. Postcranium remains and Palaeoecology issues // Bulletin Tomsk State Universal, 2012b. No. 362. pp. 197–202. In Russian
- Shpansky A.V., Ilyina S.A. The taxonomic position of the two-horned rhinoceros from Podpusk-Lebyazhye faunal complex of Western Siberia // Geosfernye issledovaniya-Geosphere Research, 2020. No. 2. pp. 32–43. In Russian
- Shpansky A.V., Ilyina S.A., Aliasova V.N. *Novye nahodki ostatkov elasmoteriev na yuge Zapadnoi Sibiri* [New finds of Elasmotherium remains in the south of Western Siberia]// Nauka i obrazovanie. 2017. No. 4. pp. 60–64. In Russian
- Shpansky A.V., Kuzmin Y.V. The MIS 3 megafauna of the southeastern West Siberia and the possibility of late survival of steppe mammoth (Mammuthus trogontherii chosaricus) // Radiocarbon. 2021. V. 63. No. 2. pp. 575–584.
- Shpansky A.V., Mikharevich M.V., Novikov I.S., Zolnikov I.D., Prudnikov S.G., Kalnaya O.I. Controversial issues of geomorphology and paleogeography of the Upper Yenisei valley // Geomorfologiya. 2020. No. 3. pp. 98–105. In Russian
- Shpansky A.V., Peresvetov G.Y., Aliasova V.N., Titov S.V. *Novye nahodki ostatkov chetvertichnyh mlekopitayushchih v Pavlodarskom Priirtyshie* [New finds of remains of Quaternary mammals in the Pavlodar Irtysh region] // Bull. Komis. po izucheniyu chetvertichnogo perioda. 2007. V. 67. pp. 97–99. In Russian
- Shpansky A.V., Svyatko S.V. *Koshachii (Felidae, Mammalia) v pleistocenovyh faunah Zapadno-Sibirskoi ravniny* [Felidae (Felidae, Mammalia) in the Pleistocene faunas of the West Siberian Plain] // Evolyucia zhizni na Zemle. Materialy V Mezhdunarodnogo simposiuma. Tomsk, 2018. pp. 227–229. In Russian
- Shpansky A.V., Svyatko S.V., Reimer P.J., Titov S.V. Records of *Bison priscus* Bojanus (Artiodactyla, Bovidae) skeletons in Western Siberia // Russian Journal of Theriology, 2016b. V. 15. No. 2. pp. 100–120.
- Shpansky A.V., Vasilev S.K., Pecherskaya K.O. The Steppe Elephant *Mammuthus trogontherii* (Polig) from the Irtysh Region Near Omsk // Paleontological Journal. 2015. V. 49 (3). pp. 304–325.
- Shvyreva A.K. On the importance of the representatives of the genus Elasmotherium (Rhinocerotidae, Mammalia) in the biochronology of the Pleistocene of Eastern Europe. Quaternary International. 2015. V. 379. pp. 128–134.
- Shvyreva A.K. *Elasmotherii pleistocena Eurasii* [Elasmotherium Pleistocene of Eurasia]. Stavropol: Pechatnyi Dvor, 2016. 218 p. In Russian
- Sotnikova M.V., Foranova I.V. *Sablezubye koshki roda Homotherium v Pleistocene Sibiri* [Saber-toothed cats of the genus *Homotherium* in Pleistocene Siberia] // Fundamentalnye problemy kvartera, itogi izuchenia i osnovnye napravleniya dalneishih issledovaniy. Materialy VI Vserossiyskogo soveshchaniya po izucheniu chetvertichnogo perioda. Novosibirsk, 2009. pp. 559–561. In Russian
- Sotnikova M.V., Foranova I.V. First Asian record of *Panthera (Leo) fossilis* (von Reichenau, 1906) (Mammalia, Carnivora, Felidae) in the Early Pleistocene of Western Siberia, Russia // Integrative Zoology. 2014. V. 9 (4). pp. 517–530.
- Sotnikova M.V., Rook L. Dispersal of the Canini (Mammalia, Canidae: Caninae) across Eurasia during the Late Miocene to Early Pleistocene // Quaternary International. 2010. V. 212. pp. 86–97.
- Soubrier J., Gower G., Chen K., Richards S.M., Llamas B., Mitchell K.J., Ho S., Kosintsev P. et al. Early cave art and ancient DNA record the origin of European bison // Nature communications. 2016. V. 7. № 13158. pp. 1–7.
- Stefaniak K., Lipecki G., Semba A., Ratajczak U., Kotowski A., Wojtal P., Shpansky A.V., Malikov D.G.; Krakhmalnaya T.V., Kovalchuk O.M., Boeskorov G.G., Nikolskiy P.A., Baryshnikov G.F., Baca M., Popović D., Jakubowski G., Źeromska A., Gagat P., Ridush B., Nadachowski A., Mackiewicz P. Diversity of muskox *Ovibos moschatus* Zimmerman, 1870 (Bovidae, Mammalia) in time and space based on cranial morphometry // Historical Biology. 2021. No. 1. pp. 62–77.
- Stuart A.J., Kosintsev P.A., Higham T.F.G., Lister A.M. Pleistocene to Holocene extinction dynamics in giant deer and woolly mammoth // Nature. 2004. V. 431. pp. 684–689.
- Tesakov A.S. *Chetvertichnaya sistema – problema nizhnei granicy i vydeleniya yarusnyh podrazdeleniy* [Quaternary system - the problem of the lower boundary and the identification of tier units]// Stratigrafija v nachale XXI veka – tendencii i novye idei. Moscow: Geokart-GEOS, 2013. pp. 21–25. In Russian
- Tesakov A.S., Bondarev A.A., Frolov P.D. *Isakovka 4 – novoe mestonakhozdenie nazemnoi bioti rannego Pleistocena Zapadnoi Sibiri* [Isakovka 4 – a new locality of terrestrial biota of the early Pleistocene of Western Siberia] // 100-letie Paleontologicheskogo obshchestva Rossii. Problemy i perspektivy paleontologicheskikh issledovaniy. Materialy 62 sessii Paleontologicheskogo obshchestva. St.Petersburg: VSEGEI, 2016. pp. 276–277. In Russian
- Unificirovannaya stratigraficheskaya shema chetvertichnyh otlozheniy Zapadno-Sibirskoi ravniny [Unified stratigraphic scheme of Quaternary deposits of the West Siberian Plain]. Novosibirsk, 2000. 64 p. In Russian

- Vangengeim E.A. *Paleontologicheskoe obosnovanie stratigrafii antropogena Severnoi Azii* [Paleontological substantiation of the stratigraphy of the Anthropocene of North Asia]. Moscow: Nauka, 1977. 171 p. In Russian
- Vangengeim E.A. *Paleozoogeographicheskie osobennosti rasprostraneniya mlekopitayushchikh* [Paleozoogeographical features of the distribution of mammals] // Chetvertichnaya sistema. Polutom 1. Moscow: Nedra. 1982. pp. 279–283. In Russian
- Vangengeim E.A., Tesakov A.S. *Principy postroenija biochronologicheskikh shkal po mlekopitayushchim pliocena i pleistocena. Sostoyanie problemy* [Principles of constructing biochronological scales for mammals of the Pliocene and Pleistocene. Problem Status] // Bulletin Komis. po izuch. Chetvertichnogo perioda. 2008. V. 68. pp. 59–69. In Russian
- Vangengeim E.A., Zazhigin V.S. *Nekotorye itogi izuchenija antropogenovoi fauny mlekopitayushchih Zapadnoi Sibiri* [Some results of the study of the anthropogenic fauna of mammals in Western Siberia] // Osnovnye problemy izuchenija chetvertichnogo perioda. Leningrad: Nauka, 1965. pp. 301–310. In Russian
- Vangengeim E.A., Zazhigin V.S. *Fauna mlekopitayushchih eopleistocena Sibiri i ih sopostavlenie s vostochnoevropeiskimi* [Mammal fauna of the Eopleistocene of Siberia and their comparison with Eastern European ones] // Osnovnye problemy geologii antropogena Evrasii. Moscow: Nauka, 1969. pp. 47–59. In Russian
- Vangengeim E.A., Zazhigin V.S. *Fauna mlekopitayushchih Sibiri i neogen-chetvertichnaya granica* [Mammal fauna of Siberia and the Neogene-Quaternary boundary] // II Mezhdunarodnyi kollokvium po probleme “Granica mezhdu neogenom i chetvertichnoi sistemoi”. Moscow, 1972. pp. 263–277. In Russian
- Vasiliev S.K. *Mamonty kazancevskogo vremeni yuga Zapadnoi Sibiri* [Mammoths of the Kazantsev time of the south of Western Siberia] // Evolucija zhizni na Zemle. Materiały III Mezhdunarodnogo simpoziuma. Tomsk: TML-Press, 2005. pp. 287–289. In Russian
- Vasiliev S.K. *Ostatki zorgelii (Soergelia sp.) v pozdnem Pleistocene Predaltaiskoi ravniny* [Remains of Sorgelia (Soergelia sp.) in the Late Pleistocene of the Pre-Altai Plain] // Evolucija zhizni na Zemle. Materiały IV Mezhdunarodnogo simpoziuma. Tomsk: TML-Press, 2010. pp. 537–541. In Russian
- Vasiliev S.K. *Nekotorye itogi izuchenija Taradanovskogo allyuvialnogo mestonahozhdenija pozdnepleistocenovo megafaunu* [Some results of the study of the Taradanovsky alluvial locality of late Pleistocene megafauna] // Problemy arheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredelnyh territorij. Novosibirsk: Izdatelstvo Instituta arheologii i etnografii SB RAS, 2011. V. 17. pp. 20–25. In Russian
- Vasiliev S.K. *Novye nakhodki verblyuda Knoblokha (Camelus knoblochi Nehring, 1901) na Predaltaiskoi ravnine* [New finds of the Knoblokha camel (Camelus knobloki Nehring, 1901) on the Pre-Altai Plain] // Teriofauna Rossii i sopredelnyh territorij. Moscow: KMK, 2016. p. 69. In Russian
- Vasiliev S.K., Orlova L.A., Kuzmin Y.V. *Mestonahozhdenie fauny krupnyh mlekopitayushchih sartanskogo vremeni na reke Orda (Ordynsky rion Novosibirskoi oblasti)* [Location of the fauna of large mammals of the Sartan time on the Orda River (Orda region, Novosibirsk region)] // Problemy arheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredelnyh territorij. Novosibirsk: Izdatelstvo Instituta arheologii i etnografii SB RAS, 2007. V. 13. pp. 29–32. In Russian
- Vasiliev S.K., Parkhomchuk E.V., Serednyov M.A., Milutin K.I., Kuzmin Y.V., Kalinkin P.N., Rastigeev S.A. *Radiouglerodnoe datirovaniye ostatkov redkich vidov pleistocenovo megafaunu Yuzhnoi Sibiri* [Radiocarbon dating of remains of rare species of Pleistocene megafauna of Southern Siberia] // Problemy arheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredelnyh territorij. Novosibirsk: Izdatelstvo Instituta Arheologii i Etnografii SB RAS, 2018. V. 24. pp. 42–46. In Russian
- Vereshchagin N.K., Baryshnikov G.F. *Ekologicheskaya struktura mamontovoi fauny Evrazii* [Ecological structure of the mammoth fauna of Eurasia] // Zoologichesky zhurnal. 1983. V. 62. No. 8. pp. 1245–1251. In Russian
- Vislobokova I.A. *Paleontologicheskoe obosnovanie stratigrafii eopleistocenovyh otlozheniy yuga Zapadnoi Sibiri (po faune mlekopitayuchih)* [Paleontological substantiation of the stratigraphy of Eopleistocene deposits in the south of Western Siberia (based on the mammalian fauna)]. Diss.kand. geol.-mineral. nauk. Novosibirsk. Institut geologii i geofiziki, 1973. 168 p. In Russian
- Vislobokova I.A. The Pliocene Podpusk-Lebbyazh'e mammalian faunas and assemblage, Western Siberia // Palaeontographia Italica. 1996. V. 83. pp. 1–23.
- Vislobokova I.A. The major stages in the Evolution of Artiodactyl communities from the Pliocene-Early Middle Pleistocene of Northern Eurasia: Part 1 // Paleontological Journal. 2008. V. 42. No. 4. pp. 414–424.
- Volkova V.S., Arhipov S.A., Babushkin A.E., Kulkova I.A., Guskov S.A., Kuzmina O.B., Levchuk L.K., Mihailova I.V., Suhorukova S.S. *Stratigrafija neftegazonosnyh basseinov Sibiri. Kainozoi Zapadnoi Sibiri* [Stratigraphy of oil-generating basins of the Kainozoic of Western Siberia]. Novosibirsk: GEO, 2002. 246 p. In Russian
- Zazhigin V.S. *Gryzuny pozdnego pliocena i antropogena yuga Zapadnoi Sibiri* [Rodents of the Late Pliocene and Anthropocene of the south of Western Siberia]. Moscow: Nauka, 1980. 156 p. In Russian
- Zazhigin V.S. Taxonomy and evolution of the genus *Allophaiomys* (Microtinae: Rodentia: Mammalia) in Siberia // Raludicola. 1998. V. 2. No. 1. pp. 116–125.
- Zazhigin V.S. *Kompleksy melkikh mlekopitayushchikh pozdnego pliocena – rannego pleistocena yuga Zapadnoi Sibiri* [Complexes of small mammals of the late Pliocene – early Pleistocene of the south of Western Siberia] // Fundamentalnye problemy kvartera: itogi izuchenija i osnovnye napravlenija dalneishih issledovanij. Materiały VI Vserossijskogo soveshchanija po izucheniju chetvertichnogo perioda. Novosibirsk, 2009. pp. 218–220. In Russian
- Zinova R.A. *Eopleistocen severa Centralnogo Kazakhstana i nizhnyaya granica antropogena* [Eopleistocene of the north of Central Kazakhstan and the lower boundary of the Anthropocene]. Avtoref. kandidatskoi diss. 1972. 26 p. In Russian
- Zhylkibaev K.Zh. *Drevnie slony Kazakhstana* [Ancient elephants of Kazakhstan]. Alma-Ata: Nauka, 1975. 132 p. In Russian
- Zykin V.S. *Stratigrafia i evolucija prirodnoi sredy i klimata v pozdnem kainozoe yuga Zapadnoi Sibiri* [Stratigraphy and evolution of the natural environment and climate in the Late Cenozoic of the south of Western Siberia]. Novosibirsk: GEO, 2012. 487 p. In Russian
- Zykin V.S., Zazhigin V.S., Prisyazhnyuk V.A. *Stratigrafija pliocenovyh i eopleistocenovyh otlozhenij v doline reki Biteke (Severnyi Kazakhstan)* [Stratigraphy of Pliocene and Eopleistocene deposits in the Biteke River valley (Northern Kazakhstan)] // Geologija i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 1987. No. 3. pp. 12–19. In Russian
- Zykin V.S., Zazhigin V.S., Zykins V.S., Chirkov K.A. *O vydelenii regionalnogo stratotipa granicy neogenovoi i chetvertichnoi sistem dlya Severnoi i Centralnoi Azii* [On the identification of a regional stratotype of the boundary of the Neogene and Quaternary systems for Northern and Central Asia] // Vestnik Tomskogo universiteta. Seria Nauki o Zemle. 2003. Prilozhenie 3 (II). pp. 77–80. In Russian

Zykin V.S., Zykina V.S., Malikov D.G., Smolyaninova L.G., Kuzmina O.B. Lower–Middle Pleistocene Stratigraphy of the Southern West Siberian Plain: New Data // Russian Geology and Geophysics. 2021. V. 62. No. 12. pp. 1359–1372.

Information about the author:

Шпанский А.В., Dr. Sci. (Geol-Miner.), Professor of the Department of Palaeontology and Historical Geology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.
E-mail: andreyshpansky@yandex.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Информация об авторе:

Шпанский А.В., доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры палеонтологии и исторической геологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: andreyshpansky@yandex.ru

The author declares no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 24.01.2022; одобрена после рецензирования 01.11.2023; принята к публикации 18.03.2024

The article was submitted 24.01.2022; approved after reviewing 01.11.2023; accepted for publication 18.03.2024

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 550.42

doi: 10.17223/25421379/30/7



ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА НИЖНЕВАРТОВСКА НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА НЕРАСТВОРИМОЙ ФАЗЫ СНЕГОВОГО ПОКРОВА

Роман Юрьевич Пожитков

Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия, pozhitkov-roma@yandex.ru

Аннотация. Представлены результаты изучения элементного состава твердофазных выпадений в сугробовом покрове г. Нижневартовск. Техногенная нагрузка проявляется в росте основных физико-химических показателей. Максимально по сравнению с фоновой территорией увеличивается концентрация вольфрама, который выступает элементом-индикатором экологического загрязнения.

Ключевые слова: сугробовый покров, уровень загрязнения, Нижневартовск, экологический мониторинг, пылеаэрозоли, Западная Сибирь

Источник финансирования: Работа выполнена Институтом проблем освоения Севера ТюмНЦ СО РАН в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № FWRZ-2021-0006).

Для цитирования: Пожитков Р.Ю. Эколо-геохимическая оценка Нижневартовска на примере изучения элементного состава нерастворимой фазы сугробового покрова // Геосферные исследования. 2024. № 1. С. 121–134. doi: 10.17223/25421379/30/7

Original article

doi: 10.17223/25421379/30/7

ECOLOGICAL AND GEOCHEMICAL ASSESSMENT OF NIZHNEVARTOVSK ON THE EXAMPLE OF STUDYING THE ELEMENTAL COMPOSITION OF SOLID PHASE OF SNOW COVER

Roman Yu. Pozhitkov

Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia, pozhitkov-roma@yandex.ru

Abstract. This article presents the results of a study of the elemental composition of the insoluble material in the snow of the city of Nizhnevartovsk. For this purpose, sampling was carried out on March 17–18, 2021 in different land-use areas of the city and the background area. A total of 31 samples were taken (25 in the city, and 6 in the background sites). Snow meltwater was filtered through ashless filters with a pore size of 0.45 µm. The elemental composition was determined by highly sensitive methods of analysis (ICP-AS and ICP-MS) at the Analytical Certificate Testing Center (Institute of Microelectronics Technology and High Purity Materials of the Russian Academy of Sciences, Chernogolovka). The man-made burden shows as an increase in the main physical and chemical parameters (pH, electrical conductivity, content of insoluble particles) in urban conditions in contrast to the background area. The elemental composition of dust aerosols in the snow of the background area reveals an elevated concentration factor of chalcophile elements, which is typical of the background areas of the Earth and depends mainly on the processes of long-range atmospheric transport. Geometric mean values of the dust load are 0.6 mg/m² and 11 mg/m² per day in the background area and the city, respectively, which is less than the values observed in the adjacent regions. The man-made impact in urban conditions also shows as an increase in geometric mean values for such elements as W (increases by 9.3 times), Mg (8.7 times), Mn (6.4 times), and Co (3 times), as contrasted to the background area. Increased concentrations of W are due to the widespread and prolonged use of winter tires; Mg and Mn originate from soil erosion processes; Co deposits in the studied area with metal-abrasive dust resulting from abrasion of metal parts of vehicles. The content of other elements is consistent with or below their average values in the region. Therefore, there are two factors of input of elements with increased concentrations in Nizhnevartovsk. They are soil-lithogenic and transport. Based on the total index of pollution (Zc), the situation in the industrial, and storehouse and public utility zones is unfavorable and classified as “highly hazardous”. Other land-use areas of the city are classified as “moderately hazardous”.

The highest value of the enrichment factor in the city was observed for W (78.3), which, along with its high concentrations in the snow cover, makes this element an indicator of aerial technogenic pollution of the urban environment.

Keywords: snow cover, pollution level, Nizhnevartovsk, environmental monitoring, dust aerosols, West Siberia

Source of financing: The research was carried by the Institute of the Problems Development of North of the Tyumen Scientific Centre of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences within the framework of the state assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (theme No. FWRZ-2021-0006).

For citation: Pozhitkov R.Yu. Ecological and geochemical assessment of Nizhnevartovsk on the example of studying the elemental composition of solid phase of snow cover. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 121–134. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/30/7

Введение

На территории Среднего Приобья сконцентрировано значительное количество месторождений углеводородов, здесь практически повсеместно распространены промышленные объекты, осуществляющие деятельность по добыче, транспортировке, переработке и хранению нефти. По этой причине данный регион подвергается значительному техногенному воздействию, следовательно, возникает необходимость проведения экологического мониторинга не только на месторождениях, но и на территории близлежащих городов. Обычно объектами научных исследований для определения экологической нагрузки в зоне воздействия от предприятий нефтедобывающей отрасли являются почвы [Кравченко и др., 2013; Новокщенова и др., 2016] и поверхностные воды [Московченко, Бабушкин, 2014], но в последнее время наблюдается рост работ, основным объектом исследования которых при экологической оценке выступает снежной покров. Так, в работах [Shevchenko et al., 2020; Krickov et al., 2022] изучен химический состав различных фаз снега для субмеридионального профиля протяженностью 2 800 км вдоль бассейна р. Обь, а в исследованиях [Осипова и др., 2018; Макаров, Торговкин, 2021; Moskovchenko et al., 2021] снежной покров выступает в роли природного архива для аккумулирования атмосферных поллютантов на урбанизированных территориях для городов Томск, Якутск и Тюмень соответственно. В работе [Сазонова и др., 2019] оценивается качество снежного покрова на расстоянии до 1 км от крупного нефтеперерабатывающего завода. Возросшее число публикаций по данной тематике легко объяснить: снег ввиду своих высоких депонирующих свойств отражает качество атмосферного воздуха исследуемой территории, а проведение геохимических исследований состава снежного покрова позволяет оценить динамику поступления загрязняющих веществ из атмосферного воздуха за весь зимний период [Касимов и др., 2012].

В связи с этим авторами был изучен элементный состав снежного покрова г. Нижневартовск (второго города по промышленным мощностям и численности населения в ХМАО–Югре). Оценка экологического

состояния Нижневартовска весьма актуальная задача, ведь в окрестностях города расположено одно из крупнейших нефтяных месторождений мира – Салмалорское месторождение, освоение которого началось в 1965 г. и продолжается до сих пор. Исходя из вышесказанного цель настоящей работы – оценка уровня аэротехногенного загрязнения г. Нижневартовск по данным изучения элементного состава снежного покрова. Для достижения цели поставлены следующие задачи: определить интенсивность поступления элементов в снег городских территорий и фоновых участков; вычислить значения пылевой нагрузки; оценить экологическую ситуацию; установить степень техногенного фактора при формировании пылеаэрозолей.

Район, объект и методы исследования

Нижневартовск – город, расположенный в восточной части ХМАО–Югры, на правом берегу р. Обь, численность населения на 2021 г. составляет 278 725 человек [Города России..., 2022]. Рельеф города равнинно-слабоволнистый, уклоны поверхности большей части не превышают 5 %. В геологическом отношении территория города расположена в пределах Западно-Сибирской плиты, которая сложена архейскими и протерозойскими породами. Основу коренных пород слагают отложения кайнозойского возраста. Коренные породы повсеместно перекрыты мощным чехлом четвертичных отложений: комплексом озерно-аллювиальных, аллювиальных, озерных и болотных отложений (пески, суглинки, глины). Климат – континентальный, с коротким холодным летом и суровой длительной зимой, переходные сезоны короткие. Среднемноголетняя температура воздуха составляет $-3,4^{\circ}\text{C}$, характерное количество осадков 450–550 мм в год, преобладающими ветрами являются ветры западного (18 %) и юго-западного (16 %) направлений [Генералов, Волков, 2021].

Согласно многолетним данным [Гребенюк, Кузнецова, 2009], постоянный снежный покров формируется во второй половине октября, полноценный сход обычно происходит в начале мая, а максимальная мощность покрова снега отмечается во второй декаде марта.

Селитебная зона города сконцентрирована в центральной части вдоль реки Обь. С запада и севера к селитебным территориям примыкают обширные промышленные зоны, в которых расположены основные производственные предприятия, в восточном направлении значительная часть занята природными ландшафтами.

Отбор проб был выполнен 16–17 марта 2021 г. методом шурфа [Таловская и др., 2019; Янченко, 2020]. По данным метеонаблюдений [Архив погоды..., 2022], с ближайшей метеостанции (аэропорт города) устойчивый покров снега в зимний сезон 2020–2021 г. начал формироваться с 24 октября, число дней со снегом до начала опробования – 143, количество осадков, выпавшее за этот период, составляет 115 мм. Всего отобрана 31 проба – из них 25 в различных функциональных зонах города (7 проб в зоне промышленного и коммунально-складского назначения;

7 проб в общественно-деловой зоне; 7 проб в зоне многоэтажной жилой застройки; 4 пробы в зоне малоэтажной жилой застройки), 6 на условно-фоновом участке, на расстоянии 25–35 км от Нижневартовска в восточно-юго-восточном направлении. Отбор условно-фоновых проб производился на расстоянии не ближе 300 м от автодорог, с момента начала снего-става до момента опробования преобладали ветра южного и юго-западного направлений [Архив погоды..., 2022], ветра северо-западного направления имели крайне редкую повторяемость, следовательно, перенос загрязнителей из города можно считать пре-небрежимо малым, этим фактором и обусловлен выбор условно-фонового участка. Для того чтобы определить физические свойства снега (мощность, плотность, влагозапас), в каждой точке опробования проводились измерения весовым снегометром ВС-43. Схема опробования приведена на рис. 1.

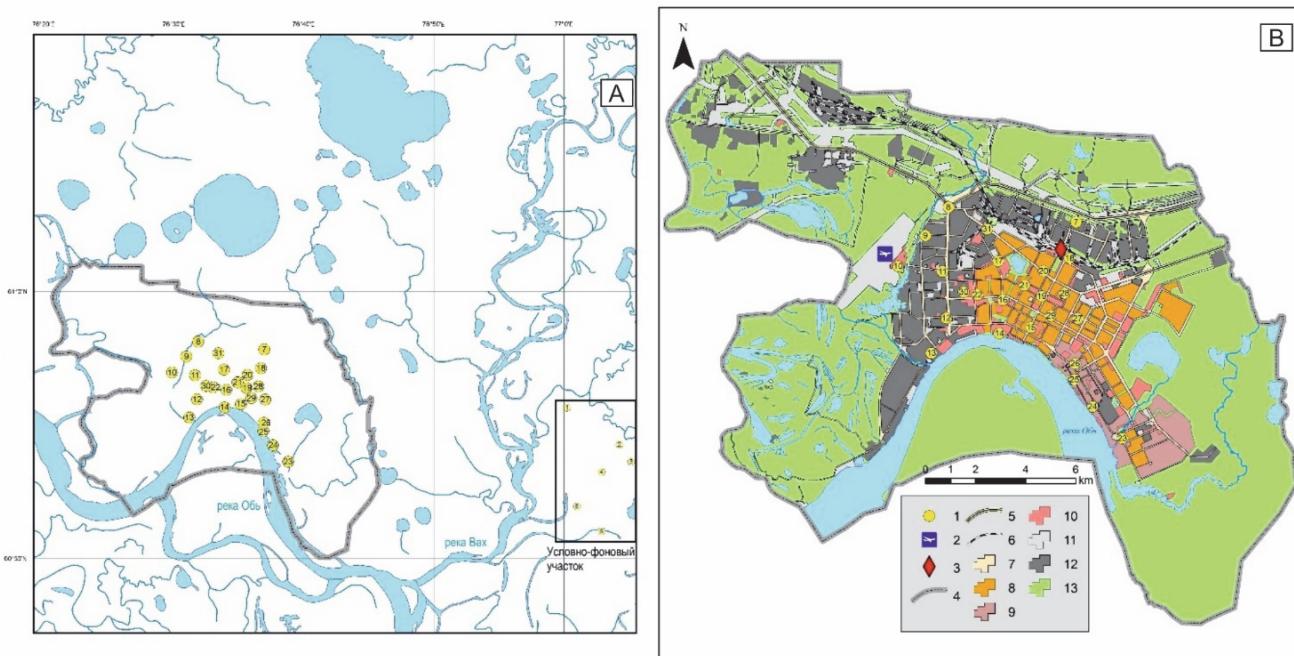


Рис. 1. Схема опробования

A. Схема точек отбора с фоновым участком. **B.** Схема опробования городских проб с функциональными зонами: 1 – точки опробования; 2 – аэропорт; 3 – железнодорожная станция; 4 – граница города; 5 – федеральная автодорога; 6 – железная дорога; 7 – зона улично-дорожной сети; 8 – зона многоэтажной жилой застройки; 9 – зона малоэтажной жилой застройки; 10 – общественно-деловая зона; 11 – зона транспортных и инженерных сооружений, трубопроводного транспорта; 12 – зона промышленного и коммунально-складского назначения; 13 – зона рекреации, городских лесов и зеленых насаждений, сельскохозяйственного использования и садово-огороднических товариществ

Fig. 1. Scheme of sampling

A. Scheme of sampling points with a background area. **B.** Scheme of sampling points in city with functional zones: 1 – sampling points; 2 – airport; 3 – railway station; 4 – city boundary; 5 – federal auto road; 6 – railways; 7 – zone of the street's roads network; 8 – zone of high-rise buildings; 9 – zone of low-rise buildings; 10 – public and business area; 11 – zone of transport and engineering structures; 12 – zones for industrial and communal storage purposes; 13 – zones for recreation, urban forests and green spaces, agricultural use, horticultural partnerships

Исследования проводились по стандартным методикам [Ревич и др., 1982; Касимов, 1995]. Для таяния при комнатной температуре пробы в полиэтиленовых пакетах были доставлены в лабораторию НИИ экологии и рационального использования природных ресурсов ТюмГУ, после чего в снеготальных водах определяли значения величины pH с помощью ионометров HI83141 и HydroMaster HM-500. Электропроводность определяли с помощью кондуктометра COM-100. Затем было осуществлено фильтрование снеготальных вод через нитроцеллюлозные беззольные фильтры марки Millipore с диаметром пор 0,45 мкм. Массу пыли на фильтре после высушивания определяли путем взвешивания на лабораторных аналитических весах с дискретностью 0,1 мг. Элементный состав твердофазных выпадений определен в аналитическом сертификационном испытательном центре ИПТМ РАН (г. Черноголовка). Содержание микро- и макроэлементов, включая тяжелые металлы и металлоиды (ТММ), определяли с использованием методов атомно-эмиссионной спектрометрии (ICP-AES) и масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой (ICP-MS). Всего было определено содержание 64 элементов, но для некоторых полученные содержания были меньше пределов обнаружения. По этой причине в дальнейшей обработке результатов использовались данные о содержании 45 элементов. Статистическая обработка результатов была выполнена в программах Microsoft Office Excel и Statistica 10.0. Схема опробования была создана с помощью программного обеспечения ArcGIS 10.6.1. Ввиду того, что содержание большинства химических элементов не соответствовало нормальному закону распределения, в качестве средних величин было решено использовать среднее геометрическое.

Для определения геохимических свойств пылевых выпадений элементов выполнены подсчеты значений кларков концентрации (КК) и рассеяния (КР), для подсчетов использованы значения кларков элементов в верхней части континентальной земной коры по Виноградову и Rudnick [Виноградов, 1962; Rudnick, Gao, 2003]. Экологическая оценка проводилась путем вычисления следующих показателей: пылевой нагрузки (P_n , $\text{мг}/\text{м}^2/\text{сут}$, массы каждого элемента, поступающего на снеговой покров (D , $\text{мг}/\text{км}^2/\text{сут}$), коэффициентов концентрации (K_c), коэффициентов превышения выпадения над фоном (K_d), суммарного показателя загрязнения (Z_c), суммарного показателя иммисии элементов (Z_d), а также коэффициента обогащения (КО).

Результаты и их обсуждение

Средняя мощность снега составила 75 см на условно-фоновом участке и 53 см в городе, плотность снега была одинаковой и равнялась $0,16 \text{ г}/\text{см}^3$, что несколько меньше значения $0,23 \text{ г}/\text{см}^3$, отмеченного

для Нижневартовска и фонового участка ранее [Pozhitkov et al., 2021]. Причина отмеченной нами пониженной плотности снега, вероятно, обусловлена низкими температурами воздуха и отсутствием оттепелей в зимний сезон 2020–2021 гг. Техногенное воздействие городской среды проявляется в росте основных физико-химических показателей для всех обследованных функциональных зон по сравнению с фоном (рис. 2). На фоновом участке опробования для снеготальных вод отмечается кислая реакция среды, в городе происходит рост значений до слабокислото-нейтрального уровня, в среднем pH увеличивается от 1,3 раза в зоне малоэтажной жилой застройки до 1,5 в общественно-деловой зоне. Ранее отмечалось подщелачивание снеготальных вод вблизи населенных пунктов ХМАО–Югры [Московченко, Бабушкин, 2012], причиной которого следует считать выпадение карбонатных пылевых частиц. Средние значения электропроводности снеготальных вод в пробах с городской территорией превышают фоновые показатели в 5,5 раза (44,1 против $7,98 \mu\text{S}$ соответственно), максимальное значение ($103 \mu\text{S}$) отмечено в промышленной зоне. Экологической нормой проводимости осадков принято считать значение в $60 \mu\text{S}$ [Свистов, Полищук, 2014], в Нижневартовске данное значение превышено в семи пробах (28 %).

Содержание нерастворимых частиц в снегу является важным экологическим показателем, так как оно характеризует степень загрязнения атмосферы пыле-аэрозолями. На условно-фоновом участке содержание твердых, нерастворимых частиц в снеге варьировало от 0,3 до 1,1 мг/л при среднем значении 0,8 мг/л, что укладывается в диапазон 0,2–3 мг/л, установленный в снежном покрове фоновых районов Арктики [Шевченко и др., 2007]. В условиях города отмечается рост содержания нерастворимых частиц. Максимальные средние значения выявлены для общественно-деловой зоны, где отмечено увеличение содержания твердых частиц по сравнению с фоном в 23,6 раза. Несмотря на значительное превышение над фоном, в Нижневартовске наблюдается умеренный рост содержания нерастворимых частиц в снеге, полученные значения сопоставимы с другими городами Западной Сибири, ранее для Тюмени [Московченко и др., 2021] средние значения по данному показателю составили 37,1 мг/л, в Тобольске – 30,2 мг/л [Тигеев и др., 2021].

Одним из основных показателей при экологической оценке снегового покрова является пылевая нагрузка. Согласно полученным данным, средняя геометрическая величина пылевой нагрузки на условно-фоновом участке в окрестностях Нижневартовска составила $0,6 \text{ мг}/\text{м}^2/\text{сут}$, что в несколько раз меньше величин пылевой нагрузки для фоновых участков Тюмени ($5,5 \text{ мг}/\text{м}^2/\text{сут}$) [Московченко и др.,

2021], Тобольска ($4,0 \text{ мг}/\text{м}^2/\text{сут.}$) [Тигеев и др., 2021]. В предыдущих исследованиях значения пылевой нагрузки на фоновых участках вблизи Нижневартовска в 2019 г. были на порядок выше ($8,9 \text{ мг}/\text{м}^2/\text{сут.}$) [Pozhitkov et al., 2021]. Стоит отметить, что показа-

тель пылевой нагрузки – весьма динамическая величина и зависит от ряда причин (количество дней снегостава, масса пыли, накопленной снеговым покровом) и может подвергаться значительным вариациям для одной территории ежегодно.

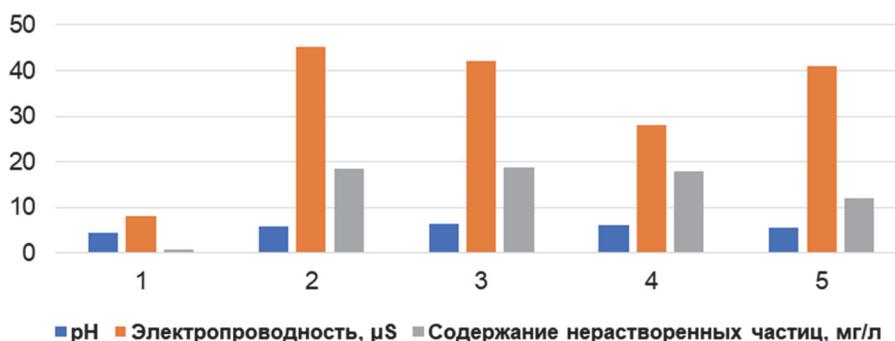


Рис. 2. Средние значения основных физико-химических показателей в снеге

1 – условно-фоновый участок; 2 – зона промышленного и коммунально-складского назначения; 3 – общественно-деловая зона; 4 – зона многоэтажной жилой застройки; 5 – зона малоэтажной жилой застройки

Fig. 2. Average values of the main physical and chemical parameters in snow

1 – background area; 2 – zones for industrial and communal storage purposes; 3 – public and business area; 4 – high-rise buildings; 5 – low-rise buildings

В условиях города величины пылевой нагрузки также невелики. Среднее геометрическое значение составило $11,1 \text{ мг}/\text{м}^2/\text{сут.}$, диапазон значений $1,2\text{--}37,6 \text{ мг}/\text{м}^2/\text{сут.}$. В сравнении с крупными промышленными центрами полученные значения соответствуют низкой пылевой нагрузке, так для Норильска пылевая нагрузка местами превышает $1000 \text{ мг}/\text{м}^2/\text{сут.}$ [Онучин и др., 2014]. В других городах России пылевая нагрузка незначительно выше, в Москве за зимний период из атмосферы выпадает в среднем $27 \text{ мг}/\text{м}^2/\text{сут.}$ [Касимов и др., 2012], в Томске $25\text{--}28 \text{ мг}/\text{м}^2/\text{сут.}$ [Таловская и др., 2014]. Распределение пылевой нагрузки показано на рис. 3. Максимальное выпадение пыли отмечено в центральной части города, где движение транспорта наиболее интенсивно.

Результаты определения элементного состава снега на условно-фоновом участке, а также значения кларков концентрации и рассеяния представлены в табл. 1. В пределах фоновой территории в твердофазных выпадениях сильно концентрируются следующие элементы: Ag, Sb, S, Cd, Hg, Pb, Cr, Cu, Zn, Bi, W, Al, P ($\text{KK} > 3$), к слабо концентрирующимся ($1,5 < \text{KK} < 3$) относятся Co, Ni. Околокларковые значения отмечены для Li, Nb. Остальные элементы рассеиваются ($\text{KP} > 3$). Таким образом, на фоновых участках вблизи Нижневартовска наблюдается преобладание накопления в снеговой взвеси элементов халькофильной группы, данный тезис неоднократно высказывался ранее [Касимов и др., 2012;

Shevchenko et al., 2017; Московченко и др., 2021], содержание элементов лиофильной и седерофильной групп было на уровне кларка или ниже его.

Основной методический прием, используемый в геоэкологических исследованиях при изучении химического состава природных сред, – это сравнение полученных результатов с региональным фоном. По сравнению со среднерегиональным значением на изученном фоном участке отмечается превышение содержания в твердофазных выпадениях в 1,6–3,6 раза для следующих элементов: Zn, Sb, Pb, Nb, Cd, Cr и Zn (табл. 2). Данный ряд представлен в основном тяжелыми металлами. Ранее было отмечено, что из-за особенностей метеорологических условий и более широкого ареала поступления аэрозольных примесей в зимний период наибольшие количества тяжелых металлов выпадают на подстилающую поверхность в холодный период года и аккумулируются в снеговом покрове [Татаринцева, Котова, 2021]. Наибольшее превышение над среднерегиональным фоном отмечено для фосфора (в 6,4 раза). Содержание остальных элементов сопоставимо со среднерегиональным значением либо ниже его. Сопоставление с результатами других исследований твердофазной составляющей снега в различных районах Западной Сибири [Shevchenko et al., 2017; Moskovchenko et al., 2021] показывает, что в районе Нижневартовска состав снежной пыли типичен для региона.

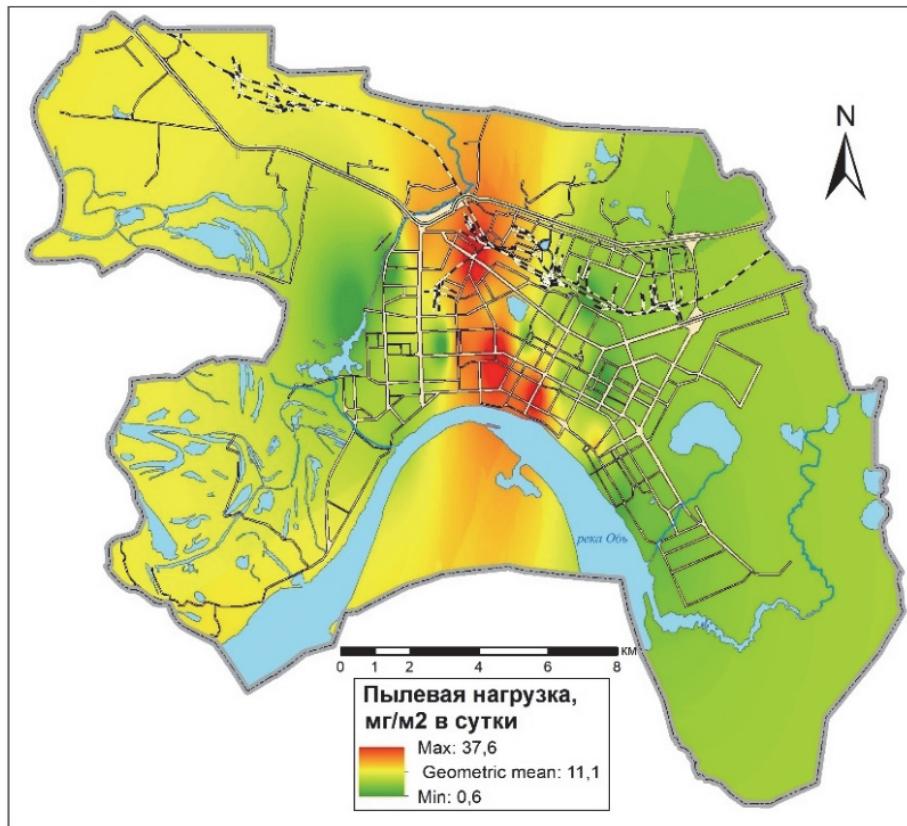


Рис. 3. Распределение значений пылевой нагрузки по территории Нижневартовска

Fig. 3. Distribution of dust load values on the territory of Nizhnevartovsk city

Таблица 1
Элементный состав твердофазных выпадений в снеговом покрове условно-фоновой территорииTable 1
The elemental composition of solid-phase depositions in snow cover of the conditionally background territory

Элемент Element	X	Min–max	V, %	KK/CC	KP/CS	C3C/MWS
<i>Макроэлементы/Macroelements</i>						
Na	0,50	0,23–0,79	40,1	—	5,5	0,73
Mg	0,41	0,31–0,60	29,8	—	4,71	2,1
Al	1,52	1,09–2,50	36,2	3,7	—	3,2
P	0,32	0,20–0,58	45,7	3,7	—	0,05
S	0,88	0,51–1,51	44,2	20,2	—	—
K	0,46	0,35–0,79	35,8	—	5,7	0,6
Ca	1,04	0,65–1,68	35,3	—	3,0	1,8
Fe	1,3	0,89–1,83	24,8	—	3,7	1,65
<i>Микроэлементы/Microelements</i>						
Li	7,58	5,8–12,6	31,8	—	2,9	10,7
Ti	0,07	0,03–0,14	47,2	—	7,4	0,069
Cr	508	271,5–910	41,7	6,6	—	156
Mn	102,6	51–253	61,5	—	11,2	404
Co	6,9	3,3–12,2	45,6	2,9	—	—
Ni	103	60–210,7	54,7	2	—	145
Cu	267	173,6–452	34,4	5,6	—	75
Zn	414	264,8–647,4	30,7	5,2	—	255
Ga	5,9	4,8–8,6	24,7	—	3	7,7
Rb	6,8	1,6–27,8	94	—	19,3	23,4
Sr	64,5	46,3–118,9	42,5	—	5,6	115
Y	4,5	2,5–7,8	38,9	—	4,6	21
Zr	38,8	29,5–60	29,8	—	5,1	38,5
Nb	7,1	4,2–26,9	96	—	1,9	3,7
Ag	2,7	1,5–5,7	52,1	43,5	—	—

Элемент Element	X	Min–max	V, %	KK/CC	KP/CS	C3C/MWS
Cd	1,6	0,8–2,8	45,6	13,3	—	0,71
Sn	9,8	5,2–34,4	89,2	5	—	7,4
Sb	10,3	5,9–17,2	38	21,9	—	6,15
Cs	1,1	0,5–2,3	51,1	—	3,8	1,24
Ba	205	139–417	46,6	—	3,4	391
La	10,3	6,7–16,7	39,6	—	3	10,8
Ce	20,6	13,3–41	47,8	—	3,3	20,6
Pr	1,6	0,8–3,2	48,3	—	5	2,35
Nd	5,6	3–11,4	46,4	—	5,2	8,7
Sm	1,1	0,4–2,4	55,6	—	5,3	1,79
Eu	0,3	0,2–0,4	33,4	—	3,9	0,47
Gd	0,8	0,25–1,78	54,7	—	6,1	—
Dy	0,6	0,3–1	46,8	—	7,7	1,42
Er	0,4	0,2–0,8	48,6	—	6,7	0,8
Yb	0,3	0,1–0,7	73	—	9,7	0,73
Hf	1,6	0,6–3	45,2	—	3,8	1,18
W	4,7	2,7–12,6	68	4,1	—	28,8
Hg	0,8	0,5–1,7	47	10,8	—	—
Pb	121	63–206	39,3	8,1	—	67,9
Bi	0,7	0,5–1	26,3	4,2	—	—
Th	1	0,3–2,4	60,7	—	13,3	2,3
U	0,66	0,47–1,1	33,2	—	4,3	0,93

Примечание. Для макроэлементов и Ti содержания приведены в %, для микроэлементов – в мг/кг (здесь и в табл. 2). X – среднее геометрическое значение; V, % – коэффициент вариации; KK – кларк концентрации; KP – кларк рассеяния; C3C – среднее по Западной Сибири согласно [Shevchenko et al., 2017].

Note. For macroelements and Ti contents are given in %, for trace elements in mg/kg (here and in the Table 2). X – geometric mean; V, % – coefficient of variation; CC – clark concentration; CS – clark scattering; MWS – mean in Western Siberia according [Shevchenko et al., 2017].

Таблица 2
Элементный состав твердофазных выпадений в снеговом покрове в различных функциональных зонах
г. Нижневартовск

Table 2
Elemental composition of solid-phase depositions in snow cover in various functional zones of Nizhnevartovsk city

Элемент Element	Промышленная зона Industrial zone			Общественно-деловая Public and business			Жилая многоэтажная High-rise residential			Жилая малоэтажная Low-rise residential		
	X	Min–max	V, %	X	Min–max	V, %	X	Min–max	V, %	X	Min–max	V, %
<i>Макроэлементы/Macroelements</i>												
Na	0,7	0,3–1	33	0,7	0,5–0,9	23	0,8	0,6–1,1	23	0,8	0,7–1	14
Mg	3,3	0,6–6,9	53	5	2–8	48	3,5	1,7–5,9	37	3	1,8–6,9	68
Al	3,1	1,5–4,3	32	2,8	2,3–3,6	19	3,3	2,5–4,2	19	3,4	3–4	12
P	0,1	0,06–0,19	45	0,1	0,03–0,4	100	0,2	0,05–0,5	70	0,2	0,1–0,3	62
S	0,2	0,17–0,44	39	0,3	0,2–0,6	56	0,3	0,2–0,8	59	0,3	0,2–0,5	40
K	0,6	0,3–1	31	0,6	0,4–0,8	23	0,6	0,55–0,7	11	0,8	0,6–0,9	13
Ca	4,3	0,9–9,1	57	5,3	1,7–10	65	4	1,4–13,4	79	3,1	1,8–5,2	52
Fe	3,9	2,3–5,4	25	3	2,4–4,2	25	3,4	2,4–4,9	25	3,9	3,1–5	21
<i>Микроэлементы/Microelements</i>												
Li	9,1	5,6–12,1	21	9,5	8,1–12,5	17	9,8	7,2–12,2	15	10,2	8,7–11,2	11
Ti	0,2	0,11–0,25	27	0,15	0,1–0,2	26	0,2	0,1–0,5	58	0,22	0,19–0,28	19
Cr	190,2	97,5–373,6	52	252	124,4–460	51	183	94–329	41	187	137–312	40
Mn	728,9	500–1236	38	520	361,3–720,4	29	680	488–1004	28	758	655–917	14
Co	19,8	13,6–32,2	31	21,6	14,4–36,2	36	20	14,8–30,3	27	22,2	17–34,5	34
Ni	128,8	69,2–606,8	108	173	69,3–279,8	41	99	54,7–195	49	220	68,2–936	109
Cu	201,6	101,2–406,8	49	222	75,8–464,2	65	286	113,4–595	58	242	189–302	23
Zn	1164	555–3116	69	765	345,6–1347	51	842	499–1301	31	632	456–758	20
Ga	6,5	3,7–10,1	29	6,1	5–8,2	21	6,9	5–9,2	20	7,6	6,5–9,7	18
Rb	21,5	11,8–35	32	19,6	13,5–27,2	26	20	14,8–24,8	18	27,1	22,6–31,2	14
Sr	109,4	55,9–171,4	34	117	75,1–287,7	72	119	80–172,3	25	115	96,5–127	12
Y	11,6	4,9–15,8	28	12	9–15,6	19	12	10–15,6	15	12,9	12–14,1	7
Zr	43,3	29,3–63,5	25	47,9	32,3–75,6	35	47	36,1–57,3	15	49,6	36,3–62,9	23
Nb	4,3	3,1–5,5	19	4,6	2,5–8,1	43	4,5	3–10,7	55	5,8	4,2–7,5	25

Элемент Element	Промышленная зона Industrial zone			Общественно-деловая Public and business			Жилая многоэтажная High-rise residential			Жилая малоэтажная Low-rise residential		
	X	Min–max	V, %	X	Min–max	V, %	X	Min–max	V, %	X	Min–max	V, %
Ag	0,9	0,2–110,2	257	1,4	0,1–6,5	174	0,4	0,2–1,9	106	0,4	0,2–0,6	39
Cd	0,9	0,5–1,5	35	1,1	0,4–1,9	60	1,2	0,7–3	59	1,9	0,9–3,2	44
Sn	5,8	2,2–9,4	41	9,3	4,6–13,2	35	16	8,3–23,8	36	10,7	10,4–11,2	3
Sb	9,4	5,1–19,2	51	10,2	4,7–14	40	12	7,2–23	45	9,8	7,7–11,8	18
Cs	0,9	0,6–1,3	26	0,8	0,6–1	17	0,8	0,6–1	21	1,1	0,9–1,3	17
Ba	346	226,1–845,3	56	329	193,7–474,4	35	359	209–609	34	359	258–462	24
La	12,8	7,4–16	22	13	9–19,4	33	13	10,5–19,1	22	14,7	11,8–20	24
Ce	28,8	15,1–39,1	27	28,7	19,8–39,6	31	29	24,2–39,6	18	30,9	27,7–34,8	12
Pr	2,8	1,5–3,6	24	2,7	1,9–3,9	32	2,5	2,1–3,3	15	2,9	2,5–3,2	10
Nd	10,7	6–13,9	22	10,5	7,4–14,4	25	10	7,5–13,6	19	11,7	10,7–13,1	10
Sm	2,1	1,1–2,8	25	2	1,5–2,6	23	2	1,6–2,5	17	2,3	2,1–2,5	10
Eu	0,6	0,3–0,9	34	0,5	0,4–0,7	26	0,5	0,4–0,6	15	0,6	0,5–0,7	11
Gd	1,8	1–2,4	25	1,9	1,5–2,7	23	2	1,6–2,4	15	2,2	1,9–2,4	10
Dy	1,6	0,9–2,2	26	1,7	1,4–2,3	26	1,7	1,4–2,3	17	1,9	1,7–2,2	12
Er	0,9	0,5–1,3	27	1	0,7–1,3	20	1	0,8–1,4	19	1,2	1–1,3	11
Yb	0,9	0,4–1,3	29	1	0,7–1,4	26	1	0,7–1,3	21	1,1	1–1,3	14
Hf	1,4	1,1–2,1	26	1,6	0,9–2,8	50	1,6	1,2–3,3	44	1,5	1,2–1,8	18
W	67,5	18,6–1044	192	48,6	29,2–110,3	64	34	24,4–52,1	28	31,7	19,4–48,2	36
Hg	0,1	0,04–0,5	89	0,1	0,04–0,3	70	0,1	0,07–0,4	67	0,13	0,07–0,2	45
Pb	107	34,8–192,2	47	106	28,3–218,1	80	136	51,6–401	73	171	83,7–526	92
Bi	0,5	0,3–0,9	44	0,9	0,3–1,5	49	2,3	0,6–13	114	1,3	1,1–1,7	20
Th	2	1,3–2,9	27	2,2	1,5–3,6	38	2	1,6–2,4	15	1,9	0,9–3,1	43
U	1,4	1,1–2,3	27	1,2	0,9–2	32	1,2	0,9–1,4	15	1,4	1,1–1,6	17

По результатам элементного анализа установлено, что распределение макро- и микроэлементов в различных функциональных зонах Нижневартовска имеет равномерный характер, средние геометрические значения по всем элементам практически идентичны. Техногенное воздействие в условиях города проявляется в росте среднегеометрических значений по сравнению с фоном для таких элементов, как W (увеличивается в 9,3 раза), Mg (в 8,7), Mn (в 6,4) и Co (в 3 раза), что говорит о существовании локальных антропогенных источников поступления данных элементов.

Вольфрам попадает в окружающую среду из-за его использования в шипованных зимних шинах, содержащих карбид вольфрама [Furberg et al., 2019], учитывая климатические особенности г. Нижневартовск продолжительность использования зимней резины может достигать восьми месяцев в году. Проведенные в различных городах России исследования состава снега показали, что содержание W в нем, как правило, очень высокое. В транспортной зоне восточной части Москвы выпадение W со снегом в 45 раз выше фоновых показателей [Касимов и др., 2016]. В Тюмени (юг Западной Сибири) концентрация W в твердой фазе снега на урбанизированной территории более чем в 100 раз превышает фоновые значения [Moskovchenko et al., 2021]. Основным локальным источником поступления в снежной покрове города Mg и Mn следует считать почвенно-эрзационный фактор. Кобальт поступает в природные среды с металлоабразивными пылями, возникающими при истирании деталей автотранспорта в процессе его

эксплуатации [Nriagu, Pacyna, 1988]. Таким образом, для Нижневартовска отмечено два основных пути поступления элементов с завышенными концентрациями – это почвенно-литогенный фактор и автотранспорт.

Для всех функциональных зон города экологическая обстановка соответствует среднему, «умеренно опасному уровню» согласно шкале значений суммарного показателя загрязнения снегового покрова ($Z_c = 32–64$) [Касимов и др., 2012], за исключением промзоны города, для которой отмечен «высокий, опасный уровень» загрязнения ($Z_c = 64–128$) (табл. 3).

Количество тяжелых металлов и металлоидов, которые выпадают со снегом из атмосферы в разных городах, значительно меняется в зависимости от локальных и региональных источников антропогенных эмиссий. В Нижневартовске, по сравнению с другими городами, наблюдается среднее содержание в снеге V, Pb, Cu, Ni, Co и низкое содержание Cd, Mn, Zn. Содержание Pb было выше, чем в таких городах России, как Владивосток [Кондратьев и др., 2017] и Свирск [Grebenshchikova et al., 2017], но существенно меньше, чем в транспортной зоне Москвы [Касимов и др., 2016]. На низком уровне содержание в снеге Нижневартовска кадмия. Одним из главных источников Cd являются заводы по выплавке цветных металлов [Nriagu, Pacyna, 1988]. В Сибири отмечено, что поступление Cd в атмосферу происходит при сжигании угля в котельных. В Нижневартовске теплэлектростанция и отопительные котельные используют в качестве топлива природный газ, а металлургическая промышленность отсутствует.

Значения суммарного показателя иммиссии элементов (Z_d) в пределах города различаются на два математических порядка, от 39,5 в пункте опробования в зоне многоэтажной застройки до 6 191 в пункте опробования в общественно-деловой зоне. Средние геометрические значения (Z_d) по функциональным зонам города приведены в табл. 4. Обращает на себя внимание, что зоны промышленного и коммунально-складского назначения (среднее геометрическое $Z_d = 1759$) и жилой многоэтажной застройки (сред-

нее геометрическое $Z_d = 1100$) отличаются наибольшим значением, что соответствует «среднему, умеренно опасному» уровню согласно [Касимов и др., 2012].

Для остальных зон экологическая ситуация по данному показателю соответствует «низкому, неопасному уровню», хотя средние значения по этому показателю в целом для Нижневартовска были выше, чем для представленных ранее результатов по Тюмени [Московченко и др., 2021].

Величины коэффициентов концентрации элементов (K_c) и суммарного показателя загрязнения (Z_c) в функциональных зонах Нижневартовска

Indicators of concentration of elements in snow dust of functional zones of Nizhnevartovsk city

Функциональные зоны Functional zones	Z_c	$K_c > 10$	$K_c = 5,1-10$	$K_c = 3,1-5$	$K_c = 1,5-3$
Промзона / Industrial zone	77	$W_{14,5}$	$Mg_8Mn_{7,1}$	$Ca_{4,1}Yb_{3,7}Rb_{3,1}Fe_{3,1}$	$Co_{2,9}Zn_{2,8}Dy_{2,8}Ti_{2,6}Y_{2,6}Er_{2,4}Gd_{2,3}U_{2,2}Eu_{2}Al_{2}$ $Th_{2}Sm_{1,9}Nd_{1,9}Pr_{1,8}Sr_{1,7}Ba_{1,7}Na_{1,5}$
Общественно-деловая / Public and business	55	$Mg_{10,8}$	$W_{9,2}$	$Mn_{4,9}Yb_{3,9}$	$Co_3Dy_{2,8}Rb_{2,8}Y_{2,6}Er_{2,4}Fe_{2,3}Gd_{2,3}Ti_{2,2}Th_{2,1}Sm_{1,8}Nd_{1,8}$ $U_{1,8}Al_{1,8}Eu_{1,8}Pr_{1,7}Zn_{1,6}Sr_{1,6}Ni_{1,5}Ba_{1,5}$
Многоэтажной застройки / High-rise residential	58	—	$Mg_{8,5}W_{7,3}Mn_{6,6}$	$Yb_4Ca_{3,8}Bi_{3,5}Ti_{3,2}$	$Dy_3Rb_{2,9}Co_{2,9}Y_{2,7}Fe_{2,6}Er_{2,6}Gd_{2,4}Al_{2,2}Zn_{2}Th_{2}Eu_{1,9}$ $Sr_{1,9}Sm_{1,8}Nd_{1,8}U_{1,8}Ba_{1,7}Pr_{1,6}Sn_{1,6}Na_{1,6}$
Малоэтажной застройки / Low-rise residential	60	—	$Mn_{7,4}Mg_{7,2}W_{6,8}$	$Yb_{4,7}Rb_4Dy_{3,3}Co_{3,2}$ $Ti_{3,2}Fe_{3,1}$	$Ca_{2,9}Er_{2,9}Y_{2,8}Gd_{2,7}Al_{2,2}Eu_{2,2}Ni_{2,1}Sm_{2,1}U_{2,1}Nd_{2,1}Bi_{2,1}$ $Th_{2}Pr_{1,8}Sr_{1,8}Ba_{1,7}K_{1,7}Na_{1,6}Zn_{1,5}Ce_{1,5}$

Примечание. Значения всех показателей представлены по среднему геометрическому; Z_c – суммарный показатель загрязнения; K_c – коэффициент концентрации.

Note. The values of all indicators are presented in accordance with the geometric mean; Z_c is the total contamination index; K_c is the concentration coefficient.

Величины коэффициентов превышения выпадений элементов над фоном (Kd) и суммарного показателя иммиссии элементов (Z_d) в функциональных зонах Нижневартовска

Values of the coefficient of elements deposition excess over the background (Kd) and the total immission index (Zd) in functional zones of Nizhnevartovsk city

Функциональные зоны Functional zones	Z_d	$Kd > 25$	$Kd = 10-25$	$Kd = 5-10$	$Kd = <5$
Промзона / Industrial zone	1759	$W_{218,1}Mg_{121,4}Mn_{107,2}Ca_{61,6}Yb_{56,1}$ $Rb_{47,5}Fe_{46,2}Co_{43,1}Zn_{42,4}Dy_{42,1}Ti_{39,3}Y_{38,6}Er_{35,5}Gd_{34,2}U_{33}Eu_{30,8}Al_{30,5}Th_{30}Sm_{28,7}Nd_{28,7}Pr_{26,9}Sr_{25,6}Ba_{25,4}$	$Na_{22,3}Ce_{20,7}K_{20,3}Ni_{18,9}La_{18,7}Li_{18,1}Zr_{16,9}Ga_{16,6}Sb_{13,9}Pb_{13,3}Cs_{13}Hf_{12,9}Cu_{11}Bi_{10,6}$	$Nb_{9}Cd_{8,9}Sn_{8,9}Cr_{5,6}$	$Ag_{4,9}P_{4,6}S_{4,3}Hg_{2,3}$
Общественно-деловая / Public and business	787	$Mg_{98,7}W_{83,7}Mn_{44,6}Ca_{38}Yb_{35,2}Co_{27,2}Dy_{25,9}Rb_{25,4}$	$Y_{23,7}Er_{22}Fe_{21}Gd_{20,8}Ti_{20,3}Th_{19,1}Sm_{16,6}Nd_{16,5}U_{16,5}Al_{16,4}Eu_{16}Pr_{15,4}Zn_{14,9}Sr_{14,4}Ni_{14,1}Ba_{13,9}Ce_{12,2}Na_{12,2}Li_{11,3}K_{11,1}La_{11}Zr_{10,7}Bi_{10,6}$	$Ga_{9,2}Sb_{8,3}Sn_{8,2}Hf_{8}Cs_{6,9}Cu_{6,3}Pb_{5,9}Nd_{5,5}Cd_{5,5}$	$Cr_{4,1}S_{2,9}P_{2,7}Ag_{1,6}$
Многоэтажной застройки / High-rise residential	1100	$Mg_{106,6}W_{91,1}Mn_{83,1}Yb_{50,2}Ca_{48,3}Bi_{44}Ti_{39,8}Dy_{37,4}Rb_{37}Co_{36,1}Y_{33,9}Fe_{32,9}Er_{32,3}Gd_{30,6}Al_{27,2}Zn_{25,5}$	$Th_{24,9}Eu_{23,9}Sr_{23,2}Sm_{23,1}Nd_{22,8}U_{22,4}Ba_{21,9}Pr_{20,4}Sm_{20}Na_{19,8}K_{17,4}Ce_{17,3}Li_{16,2}La_{15,8}Zr_{15,1}Ga_{14,6}Sb_{14,6}Pb_{14,1}Cu_{13,4}Ni_{12,1}Hf_{11,9}$	$Cs_{9,4}Cd_{9,2}P_{8}Nd_{7,9}$	$Cr_{4,5}S_{4,3}Hg_{2}Ag_{1,8}$
Малоэтажной застройки / Low-rise residential	968	$Mn_{73,4}Mg_{71,7}W_{67,5}Yb_{46,4}Rb_{39,4}Dy_{32,5}Co_{31,9}Ti_{31,8}Fe_{30,4}Ca_{29}Er_{28,6}Y_{28,2}Gd_{26,6}$	$Al_{22,2}Eu_{21,5}Ni_{21,5}Sm_{20,9}U_{20,7}Nd_{20,6}Bi_{20,4}Th_{19,6}Pr_{18,3}Sr_{17,7}Ba_{17,4}K_{16,7}Na_{16,4}Zn_{15,2}Ce_{14,9}La_{14,1}Pb_{14}Li_{13,4}Ga_{12,8}Zr_{12,7}Cd_{12}Sn_{10,8}$	$Cs_{9,6}Sb_{9,4}Cu_{9}Hf_{8,8}Nb_{8}$	$P_{4,7}Cr_{3,7}S_{3,4}Hg_{1,5}Ag_{1,5}$

Примечание. Значения всех показателей представлены по среднему геометрическому; Z_d – суммарный показатель иммиссии элементов; Kd – коэффициент превышения выпадений элементов над фоном.

Note. The values of all indicators are presented according to the geometric mean; Z_d is the total index of the emission of elements; Kd is the coefficient of excess of the dropout of elements over the background.

Таблица 3

Table 3

Таблица 4

Table 4

Таблица 4

Table 4

Для всех функциональных зон элементом с максимальным значением коэффициента концентрации (Kc) и коэффициента превышения выпадений над фоном (Kd) является W, таким образом подтверждаются его индикационные свойства техногенного воздействия в условиях города Нижневартовск.

Для того чтобы оценить соотношение природных и антропогенных источников поступления изучаемых элементов, был выполнен подсчет КО (коэффициента обогащения) относительно среднего состава земной коры [Виноградов, 1962; Rudnick, Gao, 2003], как для пунктов опробования с условно-фоно-

вого участка, так и для проб с территории Нижневартовска. Согласно методике [Li et al., 2015], значение КО меньше 10 свидетельствует о формировании пылеаэрозолей под влиянием только природных источников.

Значения КО 10–100 указывают на смешанный путь поступления пылеаэрозолей (как природный, так и антропогенный). При значениях КО выше 100 уместно говорить только об антропогенном пути поступления. Средние геометрические значения коэффициентов обогащения исследуемых элементов представлены на рис. 4.

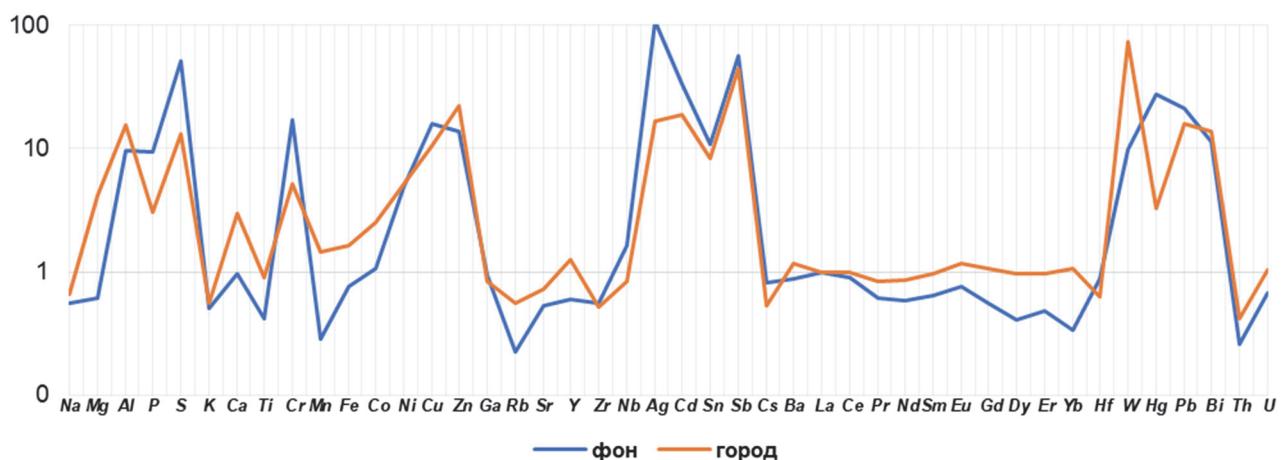


Рис. 4. Средние геометрические значения коэффициентов обогащения снежной пыли на фоновой и урбанизированной территориях

Fig. 4. Geometric averages of the enrichment factors for snow dust in the background and urbanized areas

Минимальный рост выпадения микроэлементов в городе по сравнению с условно-фоновым участком отмечен для Hg, Ag, Cr, Cu, Cd, Pb, Cs, Sb. Учитывая, что в городе количество пылевых выпадений возрастает в среднем в 18,5 раз, увеличение поступления этих элементов меньше, чем рост пылевой нагрузки, что говорит о низкой массовой доле этих элементов в снежной пыли и отсутствии источников этих элементов в городе. Подсчеты коэффициентов обогащения (КО) подтвердили, что на фоновых участках пылевые частицы обогащены этими элементами сильнее, чем в городе (см. рис. 4). Этот парадоксальный факт, по нашему мнению, связан с различиями в аккумуляции элементов в частицах разного размера. На фоновых участках микроэлементы содержатся преимущественно в наиболее мелких частицах в ультрадисперсных аэрозолях, поступающих в результате дальнего переноса воздушных масс [Zdanowicz et al., 2017]. В городе увеличивается доля крупных частиц, в которых концентрация элементов, как правило, меньше, чем в тонкодисперсных.

Ранее было сказано, что мелкие частицы в наибольшей степени обогащены микроэлементами, чем крупные [Cowan et al., 2021]. В городе максимальные значения КО отмечаются для вольфрама (среднее 78,3), что соответствует смешанному (природно-антропогенному) пути поступления в объект исследования. Для Mg и Mn, несмотря на их высокие значения суммарного показателя загрязнения (Zc) и суммарного показателя иммиссии элементов (Zd), среднегеометрические значения КО составили 4,2 и 1,4 соответственно, что характерно для природного пути поступления. Таким образом, основным источником их поступления в снежной покрове в условиях города однозначно является почвенно-эрзационный фактор, а их высокие концентрации по сравнению со снеговым покровом с фоновых участков объясняются их высоким содержанием в почвах города.

Заключение

Изучение элементного состава твердофазных выпадений снегового покрова в Нижневартовске показало, что под влиянием антропогенной деятельности

наблюдается увеличение pH до полутора раз по сравнению с фоном, для величин пылевой нагрузки отмечен рост в 18,3 раза. По сравнению с другими городами Сибири пылевая нагрузка в Нижневартовске относительно низкая и значительно уступает городам с развитым металлургическим производством и теплоэлектростанциями, топливом которых является уголь.

Элементный состав пылеаэрозолей в снеге фонового участка характеризуется высокими значениями коэффициента обогащения халькофильных элементов, что типично для фоновых территорий Земли и зависит главным образом от процессов дальнего переноса воздушных масс.

Поступление тяжелых металлов и металлоидов с твердофазными выпадениями в городе относительно фонового уровня увеличивается на 1–2 математических порядка (за исключением Hg). В наибольшей

степени увеличивается поступления W (в 9 раз). Согласно значениям суммарного показателя загрязнения и суммарного показателя иммисии элементов, наиболее часто в ассоциации элементов-загрязнителей попадают W, Mg и Mn.

Исходя из подсчетов значений коэффициента обогащения, для Mg и Mn характерен природный путь поступления в объект исследования (почвенно-литогенный фактор). Источником поступления W следует считать использование зимних шин. Таким образом, элементом-индикатором техногенного воздействия в Нижневартовске будет являться именно вольфрам. Экологическая оценка различных функциональных зон города показала, что наиболее опасная и неблагоприятная обстановка в городе наблюдается в зоне промышленного и коммунально-складского назначения.

Список источников

- Архив** погоды в Нижневартовске. URL: [\(https://rp5.ru/Arxiv_pogody_v_Nizhnevartovske_im._V._I._Muavlenko_\(aeroport\)\)](https://rp5.ru/Arxiv_pogody_v_Nizhnevartovske_im._V._I._Muavlenko_(aeroport)) (дата обращения: 20.06.2022).
- Виноградов А.П.** Среднее содержание химических элементов в горных породах // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Генералов Н.С., Волков В.В.** Анализ природно-климатических и экологических факторов территории города Нижневартовска для принятия градостроительных решений // International journal of advanced studies in medicine and biomedical sciences. 2021. № 1. С. 32–44.
- Города России / Город Нижневартовск.** URL: [\(https://города-россия.рф/sity_id.php?id=72\)](https://города-россия.рф/sity_id.php?id=72) (дата обращения: 10.07.2022).
- Гребенюк Г.Н., Кузнецова В.П.** Исследование динамики климата по метеоэлементам погоды (на примере города Нижневартовска) // Вестник Нижневартовского государственного гуманитарного университета. 2009. № 1. С. 19–27.
- Касимов Н.С.** Экогохимия городских ландшафтов. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1995. 336 с.
- Касимов Н.С., Власов Д.В., Кошелева Н.Е., Никифорова Е.М.** Геохимия ландшафтов Восточной Москвы. М. : АПР, 2016. 276 с.
- Касимов Н.С., Кошелева Н.Е., Власов Д.В., Терская Е.В.** Геохимия снежного покрова в восточном округе Москвы // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2012. № 4. С. 14–24.
- Кондратьев И.И., Муха Д.Э., Болдескул А.Г., Юрченко С.Г., Луценко Т.Н.** О химическом составе атмосферных осадков и снежного покрова в Приморском крае // Метеорология и гидрология. 2017. № 1. С. 91–100.
- Кравченко И.В., Шепелева Л.Ф., Шепелев А.И.** Микроэлементный состав почв и некоторых видов растений нефтезагрязненных территорий поймы средней Оби // Проблемы региональной экологии. 2013. № 3. С. 23–28.
- Макаров В.Н., Торговкин Н.В.** Эколого-geoхимическая оценка снежного покрова Якутска // Лед и Снег. 2021. Т. 61, № 3. С. 420–430. doi: 10.31857/S2076673421030098
- Московченко Д.В., Бабушкин А.Г.** Особенности формирования химического состава снеговых вод на территории Ханты-Мансийского автономного округа // Криосфера Земли. 2012. Т. 16, № 1. С. 71–81.
- Московченко Д.В., Бабушкин А.Г.** Нефтяное загрязнение поверхностных вод на территории ХМАО-Югры // Экология и промышленность России. 2014. № 4. С. 34–38.
- Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Курчатова А.Н., Тимшанов Р.И.** Геохимическая характеристика снежного покрова Тюмени // Вестник Московского университета. Сер. 5: География. 2021. № 3. С. 13–26.
- Новокщенова И.Е., Сохонко И.А., Турчанинов Д.В.** Гигиеническая оценка антропогенного загрязнения почвы на территории Ханты-Мансийского автономного округа // Научный медицинский вестник Югры. 2016. № 2 (10). С. 27–30.
- Онучин А.А., Буренина Т.А., Зубарева О.Н., Трефилова О.В., Данилова И.В.** Загрязнение снежного покрова в зоне воздействия предприятий Норильского промышленного района // Сибирский экологический журнал. 2014. Т. 21, № 6. С. 1025–1037.
- Осипова Н.А., Таловская А.В., Филимоненко Е.А., Язиков Е.Г., Новиков С.А.** Экологические риски от влияния токсичных элементов в атмосферном воздухе на основе изучения снежного покрова в районе расположения Томской ГРЭС-2 // Известия Томского политехнического университета. Инженеринг георесурсов. 2018. Т. 329, № 4. С. 54–69.
- Ревич Б.А., Саэт Ю.Е., Смирнова Р.С., Сорокина Е.П.** Методические рекомендации по geoхимической оценке загрязнения территории городов химическими элементами. М. : ИМГРЭ, 1982. 112 с.
- Сазонова О.В., Рязанова Т.К., Тупикова Д.С., Судакова Т.В., Торопова Н.М., Вистяк Л.Н.** Сравнительная характеристика антропогенного загрязнения снегового покрова территории крупного промышленного центра под влиянием различных источников загрязнения // Здоровье населения и среда обитания – ЗНиСО. 2019. № 3 (312). С. 36–42. doi: 10.35627/2219-5238-2019-312-3-36-42
- Свистов П.Ф., Полищук А.И.** Атмосферные осадки над городами и регионами России // Природа. 2014. № 3 (1183). С. 28–36.

Таловская А.В., Симоненков Д.В., Филимоненко Е.А., Белан Б.Д., Язиков Е.Г., Рычкова Д.А., Ильинок С.С. Исследование состава пылевого аэрозоля на фоновой и городской станциях наблюдения в Томском регионе зимой 2012/13 г. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27, № 11. С. 999–1005.

Таловская А.В., Язиков Е.Г., Филимоненко Е.А. Динамика загрязнения снегового покрова микроэлементами в окрестностях теплоэлектростанции (на примере Томской ГРЭС-2) // Вестник Забайкальского государственного университета. 2019. Т. 25, № 2. С. 44–53. doi: 10.21209/2227-9245-2019-25-2-44-53

Татаринцева В.Г., Котова Е.И. Аэротехногенное загрязнение водно–болотных объектов водосбора Белого моря (на примере Архангельской области) // Географический вестник. 2021. № 2 (57). С. 135–150. doi: 10.17072/2079-7877-2021-2-135-150

Тигеев А.А., Аксенов Н.В., Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю. Оценка пылевого загрязнения атмосферы наземными и дистанционными методами (на примере г. Тобольск) // Географический вестник. 2021. № 2 (57). С. 121–134. doi: 10.17072/2079-78

Шевченко В.П., Лисицын А.П., Штайн Р., Горюнова Н.В., Клювигттин А.А., Кравчишина М.Д., Кривс М., Новигатский А.Н., Соколов В.Т., Филиппов А.С., Хаас Х. Распределение и состав нерастворимых частиц в снеге Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 1 (75). С. 106–118.

Янченко Н.И. Практика отбора проб снежного покрова для химического анализа // Известия Томского политехнического университета. Инженеринг георесурсов. 2020. Т. 331, № 12. С. 94–104. doi: 10.18799/24131830/2020/12/2943

Cowan N., Blair D., Malcolm H., Graham M. A survey of heavy metal contents of rural and urban roadside dusts: Comparisons at low, medium and high traffic sites in Central Scotland // Environmental Science and Pollution Research. 2021. V. 28. P. 7365–7378. doi: 10.1007/s11356-020-11081-8

Furberg A., Arvidsson R., Molander S. Dissipation of tungsten and environmental release of nanoparticles from tire studs: a Swedish case study // Journal of Cleaner Production. 2019. V. 207. P. 920–928. doi: 10.1016/j.jclepro.2018.10.004

Grebenshchikova V.I., Efimova N.V., Doroshkov A.A. Chemical composition of snow and soil in Svirsks city (Irkutsk Region, Pribaikalsk'e) // Environ Earth Sci. 2017. V. 76. P. 712. doi: 10.1007/s12665-017-7056-0

Krickov I.V., Lim A.G., Shevchenko V.P., Vorobyev S.N., Candaudap F., Pokrovsky O.S. Dissolved metal (Fe, Mn, Zn, Ni, Cu, Co, Cd, Pb) and metalloid (As, Sb) in snow water across a 2800 km latitudinal profile of Western Siberia: impact of local pollution and global transfer // Water. 2022. V. 14, No. 1. P. 94. doi: 10.3390/w14010094

Li T., Wang Y., Li W.J., Chen J.M., Wang T., Wang W.X. Concentration and solubility of trace elements in fine particles at a mountain site, southern China: regional source and cloud processing // Atmospheric Chemistry and Physics. 2015. V. 15, No. 15. P. 8987–9002. doi: 10.5194/acp-15-8987-2015

Moskovchenko D., Pozhitkov R., Zakharchenko A., Tigeев A. Concentrations of major and trace elements within the snowpack of Tyumen, Russia // Minerals. 2021. V. 11, No. 7. P. 709. doi: 10.3390/min11070709

Nriagu J.O., Pacyna J.M. Quantitative assessment of worldwide contamination of air, water and soils by trace metals // Nature. 1988. V. 333, No. 6169. P. 134–139. doi: 10.1038/333134a0

Pozhitkov R.Y., Tigeev A.A., Moskovchenko D.V. Estimation of dust depositions in snow cover using Earth's remote sensing data: example of Nizhnevartovsk // Atmospheric and Oceanic Optics. 2021. V. 34, No. 1. P. 19–25. doi: 10.1134/S1024856021010103

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. Thr Crust. Elsevier Science. P. 1–64. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6

Shevchenko V.P., Pokrovsky O.S., Vorobyev S.N., Krickov I.V., Manasyrov R.M., Politova N.V., Kopyssov S.G., Dara O.M., Auda Y., Shirokova L.S., Kolesnichenko V.A., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N. Impact of snow deposition on major and trace element concentrations and elementary fluxes in surface waters of the Western Siberian Lowland across a 1700 km latitudinal gradient // Hydrology and Earth System Sciences. 2017. V. 21, No. 11. P. 5725–5746. doi: 10.5194/hess-21-5725-2017

Shevchenko V.P., Vorobyev S.N., Krickov I.V., Boev A.G., Lim A.G., Novigatsky A.N., Starodymova D.P., Pokrovsky O.S. Insoluble particles in the snowpack of the Ob River basin (Western Siberia) a 2800 km submeridional profile // Atmosphere. 2020. V. 11, No. 11. P. 1184. doi: 10.3390/atmos11111184

Zdanowicz C., Zheng J., Klimenko E., Outridge P.M. Mercury and other trace metals in the seasonal snowpack across the subarctic taiga–tundra ecotone, Northwest Territories, Canada // Applied Geochemistry. 2017. V. 82. P. 63–78. doi: 10.1016/j.apgeochem.2017.04.011

References

Arkiv pogody v Nizhnevartovske [Weather archive in Nizhnevartovsk] [Electronic resource] URL: [\(Date of accessed 20.06.2022\). In Russian](https://rp5.ru/Архив_погоды_в_Нижневартовске,_им._В._И._Муравленко_(аэропорт))

Vinogradov A.P. *Srednee soderzhanie khimicheskikh elementov v gornykh porodakh* [Average content of chemical elements in rocks] // *Geokhimiya* [Geochemistry]. 1962. № 7. pp. 555–571. In Russian

Generalov N.S., Volkov V.V. *Analiz prirodno-klimaticheskikh i ekologicheskikh faktorov territorii goroda Nizhnevartovska dlya prinyatiya gradostroitel'nykh resheniy* [Analysis of natural, climate and environmental factors of the territory of the city of nizhnevartovsk for making urban decisions] // International journal of advanced studies in medicine and biomedical sciences. 2021. No. 1. pp. 32–44. In Russian

Goroda Rossii [Cities of Russia] [Electronic resource]: City of Nizhnevartovsk URL: [\(Date of accessed 10.07.2022\). In Russian](https://города-россия.рф/sity_id.php?id=72)

Grebnyuk G.N., Kuznetsova V.P. *Issledovanie dinamiki klimata po meteoelementam pogody (na primere goroda Nizhnevartovska)* [Research of climate dynamics by weather meteo-elements (by the example of the city of Nizhnevartovsk)] // Bulletin of the Nizhnevartovsk State Humanitarian University. 2009. No. 1. pp. 19–27. In Russian

Kasimov N.S. *Ekogeokhimiya gorodskikh landscapev* [Ecogeochimistry of urban landscape]. Moscow: Moscow University Press, 1995. 336 p. In Russian

Kasimov N.S., Vlasov D.V., Kosheleva N.E., Nikiforova E.M. *Geokhimiya landscapev Vostochnoy Moskvy* [Geochemistry of landscapes in eastern Moscow]. Moscow: APR, 2016. 276 p. In Russian

Kasimov N.S., Kosheleva N.E., Vlasov D.V., Terskaya E.V. *Geokhimiya snezhnogo pokrova v vostochnom okruse Moskvy* [Geochemistry of snow cover within the eastern district of Moscow] // Bulletin of Moscow University. Series 5: Geography. 2012. No. 4. pp. 14–24. In Russian

Kondrat'ev I.I., Mukha D.E., Boldeskul A.G., Yurchenko S.G., Lutsenko T.N. Chemical composition of precipitation and snow cover in the Primorsky Krai // *Meteorologiya i gidrologiya* [Russian meteorology and hydrology]. 2017. No. 1. pp. 91–100. doi: 10.3103/S1068373917010083. In Russian

Kravchenko I.V., Shepeleva L.F., Shepelev A.I. *Mikroelementnyy sostav pochv i nekotorykh vidov rasteniy neftezagryaznennykh territorii poymy sredney Obi* [Microelement structure of soils and some species of plants of the petropoluted territories of flood plain of central Ob] // Regional environmental issues. 2013. No. 3. pp. 23–28. In Russian

Makarov V.N., Torgovkin N.V. *Ekologo-geokhimicheskaya otsenka snezhnogo pokrova Yakutska* [Ecological and geochemical characteristics of the snow cover in the Yakutsk city (Central Siberia)] // Ice and snow. 2021. V. 61. No. 3. pp. 420–430. doi: 10.31857/S2076673421030098. In Russian

Moskovchenko D.V., Babushkin A.G. *Osobennosti formirovaniya khimicheskogo sostava snegovykh vod na territorii Khanty-Mansiyskogo avtonomnogo okruga* [Peculiarities of formation of chemical composition of snow waters (on example of Khanty-Mansi autonomous district)] // Earth's cryosphere. 2012. V. 16. No. 1. pp. 71–81. In Russian

Moskovchenko D.V., Babushkin A.G. *Neftyanoe zagryaznenie poverkhnostnykh vod na territorii KhMAO–Yugra* [Oil pollution of surface water in Khmao-Yugra] // Ecology and industry of Russia. 2014. No. 4. pp. 34–38. In Russian

Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Yu., Kurchatova A.N., Timshanov R.I. *Geokhimicheskaya kharakteristika snezhnogo pokrova Tyumeni* [Geochemistry of snow cover within the Tyumen city] // Bulletin of Moscow University. Series 5: Geography. 2021. No. 3. pp. 13–26. In Russian

Novokshchenova I.E., Sokhoshko I.A., Turchaninov D.V. *Gigienicheskaya otsenka antropogenного загрязнения почвы на территории Khanty-Mansiyskого автономного округа* [Hygienic assessment of anthropogenous pollution of the soil in the territory of Khanty-Mansi autonomous area] // Scientific medical bulletin of Yugra. 2016. No. 2(10). pp. 27–30. In Russian

Onuchin A.A., Burenina T.A., Zubareva O.N., Trefilova O.V., Danilova I.V. Pollution of snow cover in the impact zone of enterprises in Norilsk industrial area // *Sibirskiy ekologicheskiy zhurnal* [Contemporary problems of ecology]. 2014. V. 7. No. 6. pp. 1025–1037. doi: 10.1134/S1995425514060080. In Russian

Osipova N.A., Talovskaya A.V., Filimonenko E.A., Yazikov E.G., Novikov S.A. *Ekologicheskie riski ot vliyanija toksichnykh elementov v atmosfernom vozdukhe na osnove izuchenija snezhnogo pokrova v rayone raspolozheniya Tomskoy GRES-2* [Ecological risks caused by toxic elements impact on ambient air determined in the study of the snow cover in Tomsk GRES-2 area] // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2018. V. 329. No. 4. pp. 54–69. In Russian

Revich B.A., Saet Yu.E., Smirnova R.S., Sorokina E.P. *Metodicheskie rekomendatsii po geokhimicheskoy otsenke zagryazneniya territorii gorodov khimicheskimi elementami* [Guidelines for the geochemical assessment of pollution of urban areas with chemical elements]. Moscow: IMGRE, 1982. 112 p. In Russian

Sazonova O.V., Ryazanova T.K., Tupikova D.S., Sudakova T.V., Toropova N.M., Vistyak L.N. *Sravnitel'naya kharakteristika antropogenного загрязнения snegovogo pokrova territorii krupnogo promyshlennogo tsentra pod vliyaniem razlichnykh istochnikov zagryazneniya* [Comparative characteristics for anthropogenous pollution of snow cover on the territory of a major industrial center under the influence of pollution's various sources] // Public Health and Life Environment - PH&LE. 2019. № 3(312). pp. 36–42. doi: 10.35627/2219-5238-2019-312-3-36-42. In Russian

Svistov P.F., Polishchuk A.I. *Atmosfernye osadki nad gorodami i regionami Rossii* [Atmospheric precipitations over Russian cities and regions] // Journal of the Nature. 2014. No. 3(1183). pp. 28–36. In Russian

Talovskaya A.V., Simonenkov D.V., Filimonenko E.A., Belan B.D., Yazikov E.G., Rychkova D.A., Il'enok S.S. *Issledovanie sostava pylevogo aerozolya na sonovoy i gorodskoy stantsiyakh nablyudenija v Tomskom regione zimoy 2012/13 g.* [Study of aerosol composition in Tomsk region background and urban stations (the winter period 2012/13)] // Atmospheric and Oceanic Optics. 2014. V. 27. No. 11. pp. 999–1005. In Russian

Talovskaya A.V., Yazikov E.G., Filimonenko E.A. *Dinamika zagryazneniya snegovogo pokrova mikroelementami v okrestnostyakh teploelektrostantsii (na primere Tomskoy GRES-2)* [Dynamic of snow pollution by trace elements within thermal power plant (case study: Tomsk gres-2)] // Bulletin of the Zabaikalsky State University. 2019. V. 25. No. 2. pp. 44–53. doi: 10.21209/2227-9245-2019-25-2-44-53. In Russian

Tatarintseva V.G., Kotova E.I. *Aerotekhnogennoe zagryaznenie vodno–bolotnykh ob'ektov vodosbora Belogo morya (na primere Arkhangelskoy oblasti)* [Air technogenic pollution of the white sea catchment mires (example of the Arkhangelsk region)] // Geographical bulletin. 2021. No. 2(57). pp. 135–150. doi: 10.17072/2079-7877-2021-2-135-150. In Russian

Tigeev A.A., Aksenen N.V., Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Yu. *Otsenka pylevogo zagryazneniya atmosfery nazemnymi i distantsionnymi metodami (na primere g. Tobol'sk)* [Assesment of atmospheric dust contamination with ground-based and remote sensing methods (on the example of the town of Tobolsk)] // Geographical bulletin. 2021. No. 2(57). pp. 121–134. doi: 10.17072/2079-78. In Russian

Shevchenko V.P., Lisitsyn A.P., Shtayn R., Goryunova N.V., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Krivs M., Novigatskiy A.N., Sokolov V.T., Filippov A.S., Khaas Kh. *Raspredelenie i sostav nerastvorimykh chastits v snege Arktiki* [Distribution and composition of insoluble particles in Arctic snow] // Arctic and Antarctic Research. 2007. No. 1(75). pp. 106–118. In Russian

Yanchenko N.I. *Praktika otbora prob snezhnogo pokrova dlya khimicheskogo analiza* [Practice of snow cover sampling for chemical analysis] // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2020. V. 331. No. 12. pp. 94–104. doi: 10.18799/24131830/2020/12/2943. In Russian

Cowan N., Blair D., Malcolm H., Graham M. A survey of heavy metal contents of rural and urban roadside dusts: Comparisons at low, medium and high traffic sites in Central Scotland // Environmental Science and Pollution Research. 2021. V. 28. pp. 7365–7378. doi: 10.1007/s11356-020-11081-8.

Furberg A., Arvidsson R., Molander S. Dissipation of tungsten and environmental release of nanoparticles from tire studs: a Swedish case study // Journal of Cleaner Production. 2019. V. 207. pp. 920–928. doi: 10.1016/j.jclepro.2018.10.004.

- Grebenshchikova V.I., Efimova N.V., Doroshkov A.A. Chemical composition of snow and soil in Svirsk city (Irkutsk Region, Pribaikal'ye) // Environ Earth Sci. 2017. V. 76. pp. 712. doi: 10.1007/s12665-017-7056-0.
- Krickov I.V., Lim A.G., Shevchenko V.P., Vorobyev S.N., Candaupad F., Pokrovsky O.S. Dissolved metal (Fe, Mn, Zn, Ni, Cu, Co, Cd, Pb) and metalloid (As, Sb) in snow water across a 2800 km latitudinal profile of Western Siberia: impact of local pollution and global transfer // Water. 2022. V. 14. No. 1. pp. 94. doi: 10.3390/w14010094.
- Li T., Wang Y., Li W.J., Chen J.M., Wang T., Wang W.X. Concentration and solubility of trace elements in fine particles at a mountain site, southern China: regional source and cloud processing // Atmospheric Chemistry and Physics. 2015. V. 15. No. 15. pp. 8987–9002. doi: 10.5194/acp-15-8987-2015.
- Moskovchenko D., Pozhitkov R., Zakharchenko A., Tigeev A. Concentrations of major and trace elements within the snowpack of Tyumen, Russia // Minerals. 2021. V. 11. No. 7. pp. 709. doi: 10.3390/min11070709.
- Nriagu J.O., Pacyna J.M. Quantitative assessment of worldwide contamination of air, water and soils by trace metals // Nature. 1988. V. 333. No. 6169. pp. 134–39. doi: 10.1038/333134a0.
- Pozhitkov R.Y., Tigeev A.A., Moskovchenko D.V. Estimation of dust depositions in snow cover using Earth's remote sensing data: example of Nizhnevartovsk // Atmospheric and Oceanic Optics. 2021. V. 34. No. 1. pp. 19–25. doi: 10.1134/S1024856021010103.
- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. Thr Crust. Elsevier Science. pp. 1–64. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6.
- Shevchenko V.P., Pokrovsky O.S., Vorobyev S.N., Krickov I.V., Manasyrov R.M., Politova N.V., Kopysov S.G., Dara O.M., Auda Y., Shirokova L.S., Kolesnichenko V.A., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N. Impact of snow deposition on major and trace element concentrations and elementary fluxes in surface waters of the Western Siberian Lowland across a 1700 km latitudinal gradient // Hydrology and Earth System Sciences. 2017. V. 21. No. 11. pp. 5725–5746. doi: 10.5194/hess-21-5725-2017.
- Shevchenko V.P., Vorobyev S.N., Krickov I.V., Boev A.G., Lim A.G., Novigatsky A.N., Starodymova D.P., Pokrovsky O.S. Insoluble particles in the snowpack of the Ob River basin (Western Siberia) a 2800 km submeridional profile // Atmosphere. 2020. V. 11. No. 11. pp. 1184. doi: 10.3390/atmos11111184.
- Zdanowicz C., Zheng J., Klimenko E., Outridge P.M. Mercury and other trace metals in the seasonal snowpack across the subarctic taiga–tundra ecotone, Northwest Territories, Canada // Applied Geochemistry. 2017. V. 82. pp. 63–78. doi: 10.1016/j.apgeochem.2017.04.011.

Информация об авторе:

Пожитков Р.Ю., младший научный сотрудник, сектор геоэкологии, Институт проблем освоения Севера, Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия.
E-mail: pozhitkov-roma@yandex.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Pozhitkov R.Yu., Junior Researcher, Sector of Geoecology, Institute of the Problems of Northern development, Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, Russia.
E-mail: pozhitkov-roma@yandex.ru

The author declares no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 11.08.2022; одобрена после рецензирования 27.02.2023; принята к публикации 18.03.2024

The article was submitted 11.08.2022; approved after reviewing 27.02.2023; accepted for publication 18.03.2024

Научная статья
УДК 56.074.6
doi: 10.17223/25421379/30/8

РЕКОНСТРУКЦИЯ ГОЛОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ ПАЛЕОПОЖАРОВ В СРЕДНЕТАЕЖНОЙ ПОДЗОНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ МАКРОУГОЛЬКОВОГО АНАЛИЗА ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ



Мария Александровна Пупышева¹, Татьяна Артемьевна Бляхарчук²

^{1, 2} Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

¹ 455207@mail.ru

² blyakharchuk@mail.ru

Аннотация. Представлены результаты реконструкции динамики палеопожаров за последние 12 тыс. лет в среднетаежной подзоне Западно-Сибирской равнины на основе макроуголькового анализа и радиоуглеродного датирования донных отложений озера «S14» в Ханты-Мансийском автономном округе. Выделено пять основных этапов палеопожарной истории. Согласно проведенному исследованию, изменение климатических условий являлось основным фактором, влияющим на динамику палеопожаров: частота пожаров увеличивалась в более теплые периоды голоцен, а уменьшалась в холодные этапы.

Ключевые слова: Западно-Сибирская равнина, голоцен, палеопожары, макроугольковый анализ, изменение климата

Благодарности: Авторы выражают благодарность Е.Д. Лапшиной и П.А. Бляхарчуку за организацию и проведение полевых работ в районе стационара «Мухрино», а также Маартену ван Харденбруку за организацию и участие в полевых исследованиях и помочь в радиоуглеродном датировании части образцов.

Источник финансирования: Полевые исследования выполнены при финансовой поддержке проекта INTERACT Европейского союза Horizon 2020 грант № 730938. Камеральные аналитические работы проводились при финансовой поддержке бюджетного проекта ИМКЭС СО РАН № FWRG-2021-0003. Подготовка статьи выполнена при поддержке проекта Российского научного фонда № 23-27-00217

Для цитирования: Пупышева М.А., Бляхарчук Т.А. Реконструкция голоценовой истории палеопожаров в среднетаежной подзоне Западной Сибири по данным макроуголькового анализа озерных отложений // Геосферные исследования. 2024. № 1. С. 135–151. doi: 10.17223/25421379/30/8

Original article
doi: 10.17223/25421379/30/8

RECONSTRUCTION OF THE HOLOCENE PALEO-FIRE HISTORY IN THE MIDDLE TAIGA SUBZONE OF WESTERN SIBERIA ACCORDING TO THE MACRO-CHARCOAL ANALYSIS OF LAKE SEDIMENTS

Maria A. Pupysheva¹, Tatiana A. Blyakharchuk^{1, 2}

¹ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

² National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

¹ 455207@mail.ru

² blyakharchuk@mail.ru

Abstract. Based on the conducted macro-charcoal, statistical and radiocarbon analyses of the bottom sediments of Lake “S14” (Khanty-Mansi Autonomous Okrug), the 12000-year history of paleo-fires in the Middle Taiga subzone of West Siberian Plain has been reconstructed. The new data were compared with previously published paleoecological and paleoclimatic reconstructions for the West Siberian Plain to identify the relationship between the dynamics of vegetation cover, paleo-fires and climatic changes.

According to the study, the landscapes of the Middle Taiga subzone of Western Siberia were repeatedly exposed to pyrogenic effects. With the help of paleoecological research methods, 16 local fire episodes were identified that occurred in this area during the Holocene. Five main stages in the paleo-fire history of the studied area were identified. High fire activity was observed in the Preboreal period of the Holocene (three local fire episodes). From the Boreal period to the mid-Atlantic period (7500 cal yr BP) paleo-fire activity was generally reduced due to waterlogging of the territory and at the beginning of active swamp formation in Western Siberia, but these conditions didn't prevent three more local fire episodes from occurring, although their intensity was less

than in the Preboreal period. In the Atlantic period from 7500 cal yr BP. to 6800 cal yr BP., a new peak of pyrogenic activity (one local fire) with a high rate of accumulation of charcoal happened. This peak was accompanied by a sharp desiccation of the climate, which probably caused the fires. During the period of the Holocene Climatic optimum (1100 cal yr BP), one fire episode was recorded with a peak in the rate of accumulation of charcoal particles. During the Subboreal period, four local paleo-fires occurred, but they were small in power, as evidenced by the rate of accumulation of charcoal in the lake. This could be affected by the dry and cool conditions of the period. In the Subatlantic period, there is again a gradual increase in the number of fires and an increase in the accumulation of charcoal (four local paleo-fires).

The new data obtained, as well as the analysis of published paleoecological reconstructions, allowed reconstructing the history of paleo-fires in the study area, as well as considering the relationship between fire activity and climatic changes. As a result of the study, it was revealed that in the Early and Middle Holocene there was a high fire activity of the territory, despite the absence of anthropogenic impact. Probably, such fires were caused by natural climatic causes (dryness of the climate and thunderstorm activity). Fires also occurred in the Late Holocene, but not as powerful as in previous periods. Although there is a trend for an increase in the number of fires after 1500 cal yr BP. Since the territory is remote from anthropogenic impact, an increase in fire activity may be associated with the current trend of climate warming.

Keywords: West Siberian Plain, Holocene, paleo-fires, macro-charcoal analysis, climate change

Acknowledgments: The authors would also like to thank E.D. Lapshina and P.A. Blyakharchuk for organization and conduct of field work in the area of the Mukhrino station. We would also like to thank Maarten van Hardenbroek for organization and participation in field research and assistance in radiocarbon dating of part of the samples.

Source of financing: The field work was supported by the INTERACT according to the research project № 730938, cameral analytical work was carried out in accordance with the research project of IMCES SB RAS № FWRG-2021-0003 and paper preparation were supported by Russian Science Foundation project № 23-27-000217.

For citation: Pupysheva M.A., Blyakharchuk T.A.(2024) Reconstruction of the Holocene paleo-fire history in the middle taiga subzone of Western Siberia according to the macro-charcoal analysis of lake sediments. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 1. pp. 135–151. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/30/8

Введение

Актуальным направлением программы фундаментальных научных исследований в Российской Федерации на период 2021–2030 гг., является прогноз и предупреждение опасных катастрофических природных и техногенных явлений, а также разработка методов адаптации к изменениям окружающей среды и климата (<http://government.ru/docs/all/132190/>). С начала XXI в. во многих регионах мира увеличились число и интенсивность пожаров [Abram et al., 2021; Kharuk et al., 2021; Van Oldenborgh et al., 2021; Wang et al., 2021; Xu et al., 2021]. Такая тенденция наблюдается и на территории бореальной зоны России [Bondur et al., 2020; Kharuk et al., 2021], включая высокие широты Северного полушария. Только за последние 20 лет (1999–2019 гг.) в лесах Сибири произошло ~ 114 тыс. пожаров, в результате которых выгорел лес на площади около 120 тыс. км² [Kharuk et al., 2021].

Ряд ученых считает, что основным фактором, повлиявшим на рост числа современных пожаров, является возросшаяся антропогенная деятельность [Van Oldenborgh et al., 2021; Wang et al., 2021]. Но так ли велика роль человека в увеличении пожарной активности? Безусловно, часть лесных пожаров происходит по вине человека, но может ли климат вносить более существенный вклад в изменение пирогенной обстановки? Тысячи лет назад, при минимальной антропогенной нагрузке на природные комплексы, случались масштабные пожары, отмеченные в работах

[Harrison et al., 2010; Hamilton et al., 2018; Wang et al., 2021]. Согласно выводам ряда исследователей [Архипов, Волкова, 1994; Harrison et al., 2021], решающую роль в возникновении палеопожаров играло изменение климата: повышение температуры воздуха, уменьшение количества осадков, экстремальные погодные явления (засухи) и молнии. Прежде всего, колебания температуры и влажности [Архипов, Волкова, 1994] сопровождались перестройкой природных комплексов. Особенно эти изменения вызывали преобразование природных ландшафтов и часто способствовали увеличению пожарной активности. Чтобы ответить на поставленные вопросы и определить ведущий фактор, способствующий появлению и распространению пожаров, необходимо обладать информацией не только о современных тенденциях динамики пожаров, но и об интенсивности и масштабах пирогенных событий прошлого.

На фоне глобального потепления климат Западно-Сибирской равнины продолжает меняться. Согласно исследованиям [Anisimov, Zimov, 2021], температура воздуха на территории Западной Сибири за последнее десятилетие постепенно повышается на 0,8–1,2 °C во все сезоны. Кроме того, данные Сибирского метеорологического архива свидетельствуют о повышении среднегодовой температуры на 4 °C за последние 140 лет (www.pogodaiklimat.ru) [Kirpotin et al., 2021]. Наравне с повышением конвективной атмосферной нестабильности [Gorbatenko et al., 2020], фиксируются участившиеся экстремальные погодные явления – грозы, шквалы,

град, а также периоды аномальной теплой и холодной погоды [Волкова, 2019]. В совокупности эти условия способствуют росту частоты и интенсивности пожаров на севере Западной Сибири [Kharuk et al., 2021; Xu et al., 2021]. Несмотря на развитие в этом регионе добывающих отраслей промышленности, антропогенный фактор здесь сведен к минимуму – плотность населения составляет $<0,03$ чел./ км^2 [Kharuk et al., 2021]. Основной причиной пожаров в высоких широтах являются молнии [Kharuk et al., 2021], увеличению активности которых, вероятно, способствуют потепление климата и участившиеся экстремальные погодные явления. Рост пожарной активности оказывает влияние на деградацию вечной мерзлоты, увеличение выбросов углерода и нарушение функционирования лесоболотных природно-территориальных комплексов [Kharuk et al., 2021; Li et al., 2021]. Вместе с этим пожары являются естественным процессом эволюции природных комплексов, необходимым для сохранения биоразнообразия и развития ландшафтной структуры [Scott, 2018; № Bondur et al., 2020].

Восстановить долговременную историю пожарной активности, основываясь лишь на современных данных спутникового мониторинга, невозможно без использования методов палеэкологических исследований. Одним из достоверных методов реконструкции локальных пожарных эпизодов прошлого является макроугольковый анализ озерных или торфяных отложений [Mooney, Tinner, 2011]. Водно-болотные комплексы Западной Сибири, покрывающие 70 % ее территории [Halicki, Kigrötin, 2018], являются наиболее чуткими индикаторами изменений климата. Кроме того, озерно-болотные отложения хранят в себе огромный «пласт» палеоэкологической информации в виде отмершей полуразложившейся растительной органики, палиноморф, а также микроскопических частиц угля растительного происхождения – прямых свидетелей пожаров прошлого.

В качестве ключевого участка исследования выбрано озеро «S14», расположенное в среднетаежной подзоне лесной зоны Западно-Сибирской равнины. Выбранный объект находится в Ханты-Мансийском автономном округе – Югре (ХМАО – Югра) вблизи международной полевой станции «Мухрино» [Tsyganov et al., 2021], являющейся частью международной сети по наземным исследованиям и мониторингу в Арктике – INTERACT. Основные направления исследований на станции связаны с изменением климата, биоразнообразием и углеродным циклом [Dyukarev et al., 2021; Tsyganov et al., 2021].

Несмотря на рост количества работ, связанных с реконструкцией палеоусловий голоцена, палеопожарная история boreальной зоны Западно-Сибирской равнины остается малоизученной [Pitkänen et al.,

2002; Lamentowicz et al., 2015; Бляхарчук и др., 2019; Amon et al., 2020; Feurdan et al., 2020; Turunen et al., 2021; Лойко и др., 2022]. Пирогенные реконструкции, выполненные для этой территории, основываются либо на данных микроуголькового анализа [Lamentowicz et al., 2015; Бляхарчук и др., 2019; Amon et al., 2020; Feurdan et al., 2020], либо на подсчете визуально обнаруженных прослоек угля в торфяных или почвенных профилях [Turunen et al., 2021; Лойко и др., 2022]. Обнаруженные прослойки угля в торфяном или почвенном профилях дают грубую оценку динамики палеопожаров, поскольку в данном случае пирогенные слои свидетельствуют только о непосредственном воздействии пожаров на поверхность болота или почвы в точке исследования [Ohlson et al., 2006]. Анализ выявленных микроскопических частиц угля свидетельствует о региональной пожарной активности, так как эти частицы очень мелкие (менее 100 мкр) и могут переноситься на значительные расстояния от очага возгорания [Conedera et al., 2009]. Поэтому применение данных методов не позволяет восстановить целостную «летопись» палеопожаров на ландшафтном уровне в отличие от макроуголькового анализа. В связи с этим возрастает актуальность проведения исследований по реконструкции долговременной истории палеопожаров голоцена с помощью метода макроуголькового анализа. Изучение пирогенной активности позволит не только восстановить пожарную обстановку прошлого, но и ответить на вопрос о влиянии климатических изменений на динамику и интенсивность пожаров в голоцене.

В работе впервые приводятся данные по локальной динамике палеопожаров голоцена в среднетаежной подзоне Западной Сибири на основе метода макроуголькового анализа. Полученные новые результаты совместно с опубликованными палеоэкологическими реконструкциями послужат основой для прогнозирования пожарной обстановки в регионах в ответ на климатические изменения.

Целью представленного исследования является реконструкция истории пожаров в голоцене на территории среднетаежной подзоны Западно-Сибирской равнины на основе методов макроуголькового анализа и радиоуглеродного датирования донных отложений болотного озера «S14» (ХМАО) и выявление потенциальных факторов, способствовавших усилению горимости ландшафтов в долговременном масштабе. К задачам исследования относились: проведение макроуголькового и радиоуглеродного анализов образцов из донных отложений исследуемого озера; корреляция полученных данных с опубликованными палеоэкологическими реконструкциями региона; выявление основных движущих факторов палеопожарной активности в разные периоды голоцена.

Район исследования

Для понимания механизма функционирования и эволюции природных комплексов в ответ на палеоклиматические изменения и пожарную активность в голоцене лучше всего подходят объекты, находящиеся в труднодоступных и ненарушенных антропогенным воздействием территориях. Исследуемый район относится к среднетаежной подзоне Обско-Иртышской провинции [Исаченко, 2014]. Озеро «S14» ($60^{\circ}51'45.68''N$, $68^{\circ}44'55.43''E$; максимальная глубина – 440 см, ширина – 155 м, длина – 310 м) расположено в центральной части Западно-Сибирской равнины, в 23 км к юго-западу от г. Ханты-Мансийска (рис. 1), в пределах международной полевой станции «Мухрино».

Окружающие озеро ландшафты представлены обширными комплексами грядово-мочажинных болот, расположенных на междуречных пространствах, а на более дренированных участках произрастают бересково-еловые леса. Также на этой территории распространены смешанные леса с *Pinus sibirica*, *Picea obovata*, *Betula pubescens*, *Populus tremula*. Торфяники покрывают более 50 % площади исследуемого района [Tsyganov et al., 2021].

Для территории характерен умеренно континентальный климат. Согласно данным трех автоматизированных метеостанций, расположенных в пределах полевой станции «Мухрино», среднегодовая температура $-1,0^{\circ}C$ с прохладным летом (средняя температура июля $+17,4^{\circ}C$) и холодной зимой (средняя температура января $-21,5^{\circ}C$). Среднегодовое количество осадков – 470 ± 68 мм, большая часть из них выпадает в летний период [Dyukarev et al., 2021]. Основными источниками питания болотных вод являются дождевые и талые воды.

Для среднетаежной подзоны Западной Сибири уже проведен ряд исследований по реконструкции палеопожаров на основе озерно-торфяных отложений [Pitkänen et al., 2002; Lamentowicz et al., 2015; Бляхарчук и др., 2019; Amon et al., 2020; Feurdan et al., 2020; Turunen et al., 2021; Лойко и др., 2022]. Например, на территории Салым-Юганского болота ($60^{\circ}10'N$, $72^{\circ}50'E$) в Ханты-Мансийском автономном округе реконструирована история растительности за 10 тыс. кал. лет, а также климатические особенности голоцена для данной территории [Pitkänen et al., 2002]. По слоям древесного угля, обнаруженному в отложениях, авторы выявили несколько крупных палеопожаров за последние 7000–8000 кал. лет. В 2009 г. группа ученых реконструировала палеоэкологические условия территории в районе болота «Мухрино» ($60^{\circ}54'N$, $68^{\circ}42'E$) [Lamentowicz et al., 2015], основываясь на данных спорово-пыльцевого,

макрофоссильного, микроуголькового и других анализов торфяных отложений. Применение комплекса палеоэкологических методов позволило авторам восстановить историю растительного покрова, региональных пожаров, а также гидрологическую динамику болота за последние 1300 кал. лет. В 2020 г. опубликованы результаты исследования [Amon et al., 2020], проведенного по донным отложениям озера «Светленько» ($60^{\circ}55'N$, $68^{\circ}30'E$), расположенного в 25 км к юго-западу от г. Ханты-Мансийска. В работе представлены реконструкции палеоэкологических условий территории на основе спорово-пыльцевого, микроуголькового, геохимического и других анализов донных отложений. Основное внимание авторы уделили тому, как климатические изменения голоцена (колебания влажности) повлияли на уровень воды в реках Обь и Иртыш. Помимо этого, исследователи восстановили динамику растительного покрова и региональных пожаров за 11 400 кал. лет.

В южной части бореальной зоны Западно-Сибирской равнины на восточной окраине Большого Васюганского болота (болото «Плотниково», Томская область: $56^{\circ}55'N$, $83^{\circ}22'E$; $56^{\circ}52'N$, $83^{\circ}18'E$) [Feurdan et al., 2020] проведена реконструкция динамики растительности и пожаров в ответ на изменение климата за последние 5000 кал. лет. Кроме того, авторы заострили внимание на проблеме увеличения пожаров в Западной Сибири, а также на взаимосвязи между жизненными формами растений и пожарными режимами.

Недалеко от этой точки исследования палинологическим, радиоуглеродным, ризоподным и микроугольковым методами были исследованы отложения болота «Круглое» ($56^{\circ}53'01,63''$ с.ш., $82^{\circ}34'40,63''$ в.д.), полученные данные позволили восстановить динамику растительного покрова и пожаров за последние 5300 кал. лет [Бляхарчук и др., 2019]. Выявлена обратная зависимость горимости ландшафта от обилия атмосферных осадков в голоцене, реконструированного по палинологическим данным, а также более частое возникновение пожаров в период, когда болото имело мощность торфяной залежи менее 45 см.

Пирогенным исследованиям в среднетаежной подзоне ХМАО ($60^{\circ}10'N$, $72^{\circ}50'E$) посвящена работа финских ученых [Turunen et al., 2021], в которой авторы изучили темпы накопления углерода и роль пожаров в его динамике на примере болотных комплексов бореальной зоны Западной Сибири. На территории Сургутского Приобья в бассейне реки Большой Юган (ХМАО) проведены палеоэкологические исследования на основе анализа почвенных профилей среднетаежного иллювиально-железистого песчаного подзола ($60^{\circ}24'32.3''N$, $73^{\circ}56'46.7''E$) [Лойко и др., 2022].

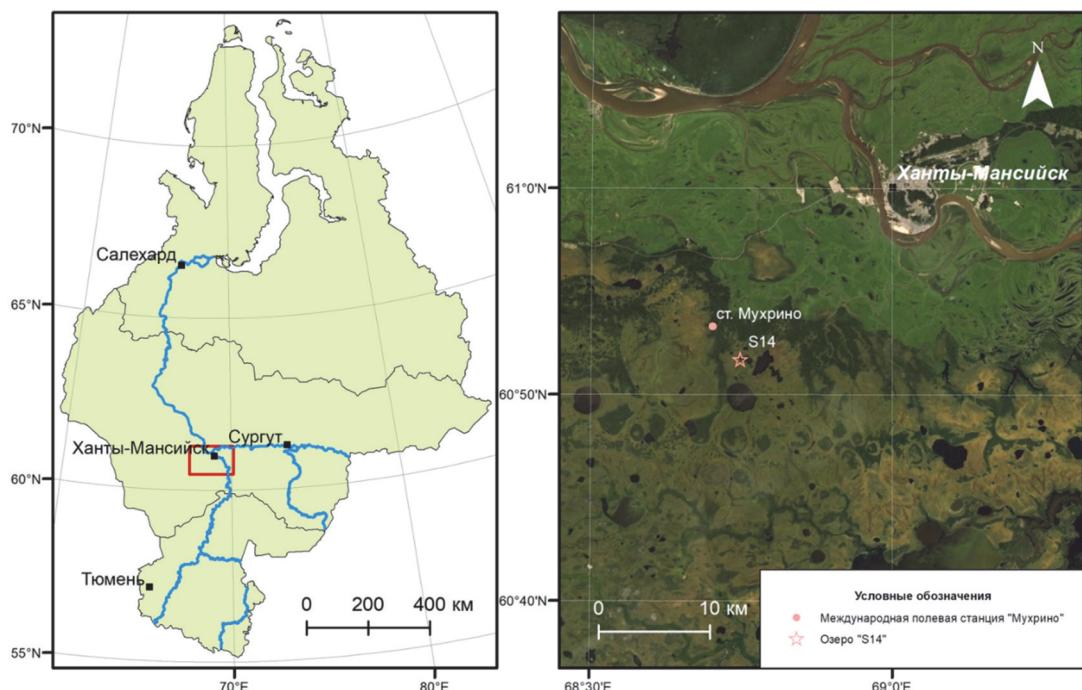


Рис. 1. Географическое положение района исследования

Fig. 1. Geographical location of the research area

Авторы выявили пирогенные события исследуемого района за последние 5000 кал. л. Основной акцент работы ученых направлен на доказательство того, что «непрерывное существование лесной среды приводит к постоянному погружению древесных углей в почву и сохранению истории лесных пожаров для отдельных ландшафтных фаций» [Лойко и др., 2022, с. 187]. Однако, результатов проведенных исследований недостаточно для выявления долговременных палеопожарных событий на ландшафтном уровне в пределах среднетаежной подзоны Западной Сибири за весь период голоцена.

Материалы и методы исследования

Для изучения палеопожарных условий голоцена использованы следующие методы: макроугольковый, радиоуглеродный и статистический.

Во время полевых работ был отобран керн озёрных отложений мощностью 231 см из озера «S14» с помощью озёрного поршневого бура Ejkelkamp. Бурение проводилось со льда в марте 2020 г. Глубина воды в озере в месте отбора керна составила 440 см, мощность отобранных донных отложений (бурого сапропеля) – 315 см до подстилающих серых глин. Верхние полужидкие отложения отбирались пластиковой трубкой в виде шот-кора, который извлекался из

воды и в вертикальном положении транспортировался в лабораторию. В лаборатории шот-кор разбирался на образцы по 1 см, так же в вертикальном положении для предотвращения перемешивания осадка. Два основных керна донного осадка были разобраны на образцы по 2 см³.

Для реконструкции локальной истории палеопожаров использовался метод макроуголькового анализа озерно-болотных отложений [Whitlock, Larsen, 2002; Mooney, Tinner, 2011]. О возникновении локальных пожаров свидетельствует наличие в отложениях частиц угля размером более 125–150 мкм, которые могут переноситься на расстояние до 2–3 км от очага возгорания [Mooney, Tinner, 2011]. Ежегодно эти частицы погребаются под вновь образующимися слоями озёрного осадка или торфа, представляя собой последовательную «летопись» пожарных событий за время существования озера или болота. Анализ содержания частиц макроугольков в каждом из образцов отложений позволяет выявить динамику и интенсивность пожаров прошлого в долговременном масштабе.

Для выделения макроугольковой фракции из озёрного сапропеля все 113 образцов, отобранных из озерного керна, промывались дистиллированной водой и просеивались через сито с диаметром ячеи 125 мкм. В каждый образец добавляли по 15 мл 10 %-го раствора пирофосфата натрия ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) и оставляли на 24 часа.

Через сутки отстаивания образцы повторно промывались через сито, в каждый образец добавляли 6 %-ный раствор перекиси водорода (H_2O_2) объемом 20 мл, в этом растворе образцы выдерживались еще двое суток при комнатной температуре. В итоге, органический материал, не подвергавшийся воздействию огня, обесцвечивался, а черные и твердые частицы угля становились

доступными для подсчета. После промывания от перекиси водорода, в каждом из образцов подсчитывали макроскопические частицы древесного угля с помощью камеры Богорова при 45-кратном увеличении под бинокулярным микроскопом. Данные по количеству макроскопических частиц угля в донных отложениях озера представлены на рис. 2.

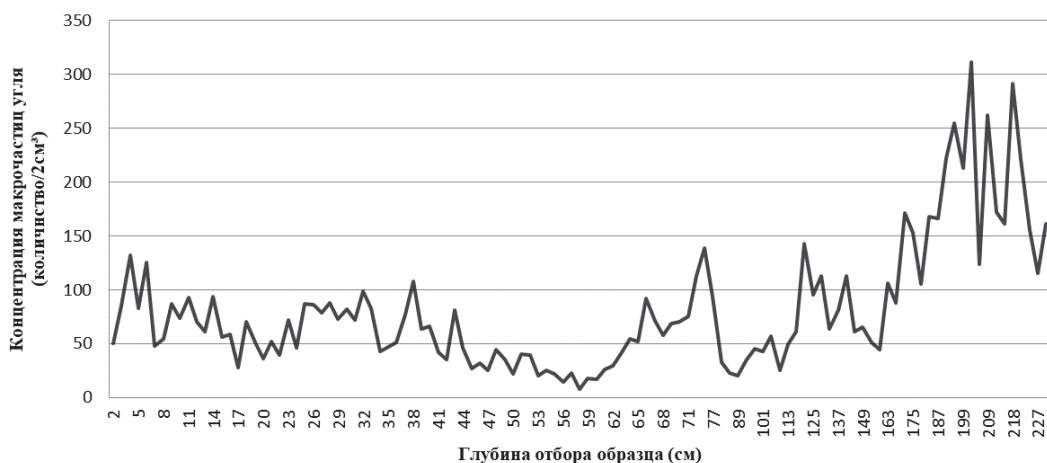


Рис. 2. Фактические данные концентрации макроскопических частиц угля (линейные размеры >125 мкр) из колонки донных отложений озера «S14»

Fig. 2. Actual data on the concentration of macroscopic charcoal particles (linear dimensions >125 microns) in the column of bottom sediments of lake “S14”

В радиоуглеродной лаборатории г. Познань (Польша) было получено 5 радиоуглеродных УМС датировок (таблица). На основе радиоуглеродных дат, откалиброванных в программе Bacon [Christen, Perez, 2009; Blaauw, Christen, 2011] в R 4.0.4 [R Core Team, 2020] в системе счисления «от настоящего времени» (за нулевую точку отсчета принят 1950 г.), построена глубинно-возрастная модель донных отложений озера «S14» (рис. 3) и рассчитан календарный возраст каждого образца. Все дальнейшие палеореконструкции для этого разреза сделаны на основе калиброванного (календарного) возраста.

С помощью программы CharAnalysis [Higuera, 2009], адаптированной для среды программирования R, осуществлена статистическая обработка полученных данных по количеству макроочастиц угля в донных отложениях озера «S14» (рис. 4). Эта программа позволила рассчитать скорость аккумуляции частиц угля (CHAR-индекс), определить фоновые и пороговые значения для отделения локальных (в радиусе до 1–3 км от очага возгорания) пожаров от региональных (на расстоянии до 20 км), а также выявить конкретные пожарные эпизоды. Особенность программы в том, что с ее помощью осуществляется пересчет абсолютного количества частиц макроугольков в стандартном объеме образца

(количество макроочастиц / 2 см³) на скорость аккумуляции угля (частиц / см²/год).

Предварительная подготовка к работе с программой включала в себя следующие этапы: построение глубинно-возрастной модели отложений с последующей калибровкой дат; составление таблицы в Microsoft Excel с внесением данных по глубине верха и низа образца (см), возраста (кал. лет), объема (см³) и количества частиц макроугольков для всей колонки образцов. В качестве хронологической основы использовались данные глубинно-возрастной модели отложений. После этого, в программе CharAnalysis произведена интерполяция значений концентрации угольков, глубины отбора образцов и их датировок к единому временному разрешению с использованием медианного значения 103 года на образец. На основе полученных значений рассчитана скорость аккумуляции частиц макроугольков (рис. 4).

Для сглаживания краткосрочных колебаний и отделения региональных пожаров от локальных рассчитаны фоновые значения скорости аккумуляции угля (это низкочастотные колебания скорости аккумуляции угольков, отражающие региональные пожары), а также погрешности при пробоотборе, пробоподготовке, анализе результатов и возможном переотложении угля.

Фоновые значения определяли статистическими функциями, достоверно описывающими распределение скорости аккумуляции макрочастиц угля. Самой оптимальной оказалась функция локально-линейной регрессии (LOWESS) с периодом сглаживания 1 500 лет.

Пороговые значения, моделирующие локальные пожарные эпизоды путем выделения значений, превышающих фоновые показатели, рассчитали согласно Гауссовой модели рассеивания примесей с времененным окном (в данном случае оно было принято равным – 11 000 лет). Безразмерный индекс от-

ношения сигнала к шуму (SNI) [Kelly et al., 2011] использован для статистической достоверности временного окна. Минимально необходимые значения SNI > 0,5, а значения SNI > 3 являются максимально достоверными для выделения локальных пожаров. Для озера «S14» такой порог составил от 2,5 до 4,5, что удовлетворяет статистическим требованиям анализа. В качестве порога мы установили 9-й процентиль распределения шумов, превышение значений которого обозначало наличие достоверного пожарного эпизода на исследуемой территории.

Радиоуглеродные даты донных отложений озера «S14»

Radiocarbon dates of bottom sediments of Lake "S14"

Лабораторный номер образца	Глубина отбора образца, см	Возраст, ^{14}C лет назад	Калибранный возраст по Bacon (кал. л. н.)
Poz-134628	50–51	5320±40	6096
Poz-134626	100–101	8190±50	9045
Poz-135825	145–146	8910±50	10 030
Poz-135824	190–191	9580±50	10 927
Poz-135823	222–223	9690±50	11 592

Мдж/сут

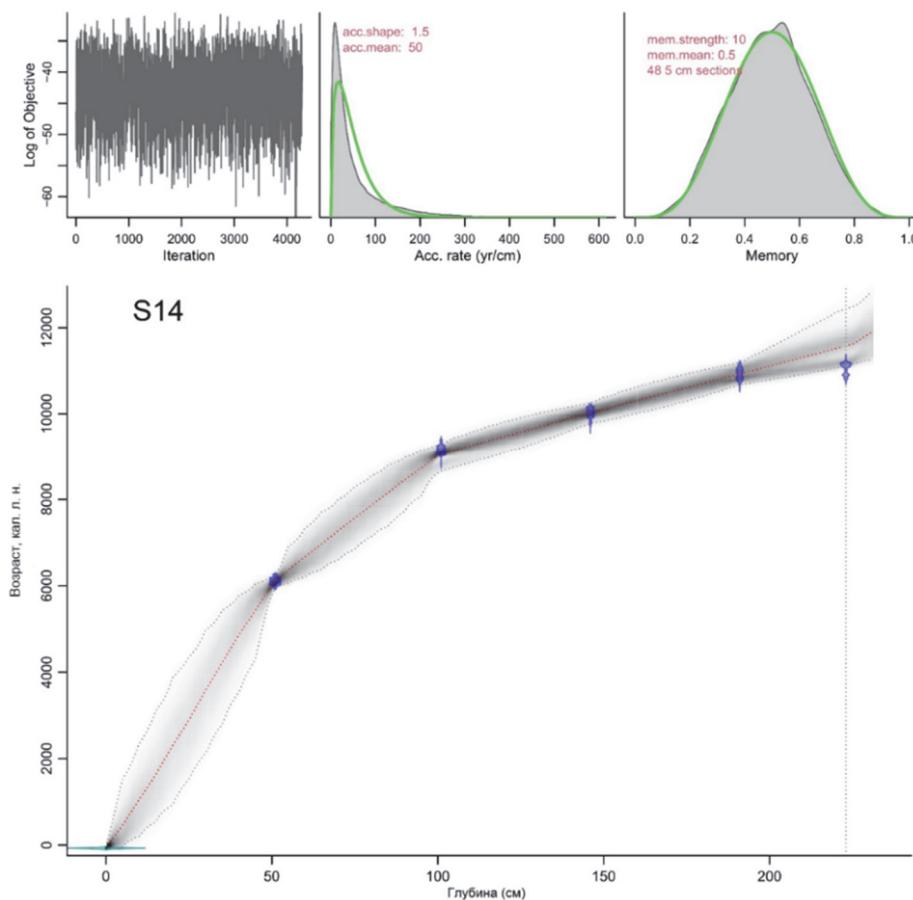


Рис. 3. Глубинно-возрастная модель донных отложений озера «S14»

Fig. 3. Depth-age model of bottom sediments of lake "S14"

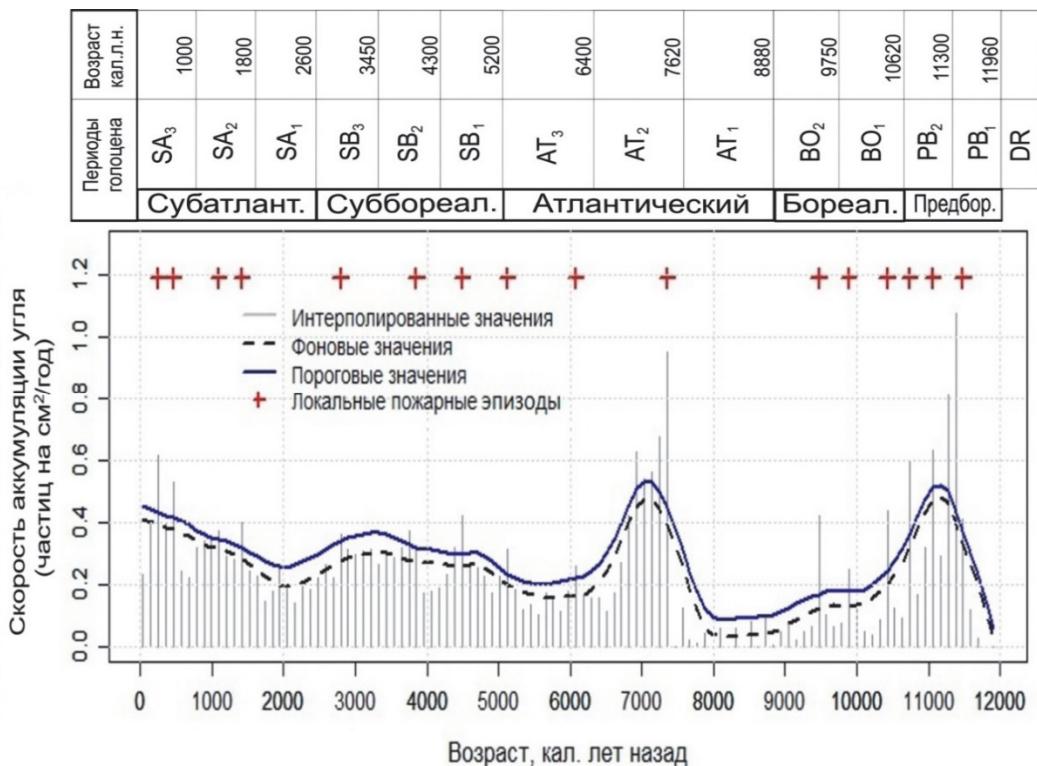


Рис. 4. Изменение скорости аккумуляции макроугольков в донных отложениях озера «S14», рассчитанное по данным абсолютного подсчета макроугольков с помощью программы CharAnalysis

Fig. 4 The change in the rate of accumulation of macro-charcoal in the bottom sediments of Lake “S14” calculated according to the data of the absolute count of macro-charcoal using the CharAnalysis program

В программе Tilia 2.0.41 [Grimm, 2004] построена диаграмма концентрации макроугольковых частиц в отложениях озера «S14» (рис. 5) для последующего сравнения с имеющимися для Западной Сибири палеоклиматическими реконструкциями [Архипов, Волкова, 1994], отражающими общую динамику средних годовых температур и годового количества атмосферных осадков. Для сопоставления полученных макроугольковых данных с палеоклиматическими реконструкциями мы откалибровали границы периодов голоценена литературного источника с помощью программы IntCal 20 (calib.org/calib/). Именно эти калиброванные (кал. л. н.) датировки использованы для сопоставления с калиброванным возрастом графика концентрации макроугольков из отложений озера «S14». В программе Past 4.02 [Hammer, Narger, Ryan, 2001] проведен корреляционный анализ параллельных рядов дигитализированных данных макроуголькового анализа с опубликованными реконструкциями палеоклимата (так же дигитализированными) с временным шагом в 100 лет. Дигитализация осуществлена в программе PlotDigitizer

(<https://plotdigitizer.com/>). Поскольку данные макроуголькового анализа не имели «нормального распределения» (Shapiro-Wilk test $p < 0,01$), мы использовали непараметрический коэффициент корреляции Спирмана.

Результаты исследований и их обсуждение

Для реконструкции голоценовой динамики палеопожаров в среднетаежной подзоне Западно-Сибирской равнины использованы полученные нами результаты радиоуглеродного, макроуголькового и статистического анализов донных отложений озера «S14» визуализированные в виде графиков и диаграмм на равномерной глубинно-воздрастной шкале (рис. 2–5). Для рассмотрения истории растительности региона взяты за основу опубликованные спорово-пыльцевые диаграммы для среднетаежной подзоны Западно-Сибирской равнины [Pitkänen et al., 2002; Amon et al., 2020].

Согласно данным радиоуглеродного датирования (таблица, рис. 3), формирование озерных отложений

в оз. «S14» началось 11920 кал. л. н., охватив все периоды голоцена: пред boreальный, boreальный, атлантический, суб boreальный и субатлантический. За всё время развития озера и окружающих его ландшафтов, по полученным нами данным о скорости аккумуляции макроугля в озёрных отложениях, территория подвергалась неоднократному воздействию пожарной активности с несколькими периодами увеличения и уменьшения количества пожаров.

Результаты расчета скорости аккумуляции макроугля в озерных отложениях (рис. 4), полученные с использованием программы CharAnalysis [Higuera, 2009], показывают динамику пожарной активности.

Как видно из графика (рис. 4), за ~12 000 кал. лет фоновая скорость накопления угля варьировала от 0,1 до 1,1 частиц на $\text{см}^2/\text{год}$. Зафиксированы два пика максимальной скорости аккумуляции угольков: ~6800–7500 кал. л. н. – в середине атлантического периода (до 1,0 на $\text{см}^2/\text{год}$) и ~10700–11500 кал. л. н. (до 1,1 на $\text{см}^2/\text{год}$) – во второй половине пре boreального периода. Минимальная фоновая скорость накопления наблюдалась на границе boreального и атлантического периодов ~9000–8000 кал. л. н. (0,1 на $\text{см}^2/\text{год}$). Интерпретация фоновых скоростей аккумуляции частиц угля с помощью программы CharAnalysis зафиксировала 16 локальных пожарных эпизодов. Хотя на графике (рис. 4) значений, превышающих фоновые, гораздо больше (23), но они не отмечены программой как наиболее вероятные пожарные эпизоды.

Распределение количества пожаров неравномерно по времени, их высокая частота отмечается в раннем голоцене (11800 кал. л. н.) до ~9500 кал. л. н. (6 локальных пожарных эпизодов), свидетельствуя о крупных очагах возгорания в этот период (скорость аккумуляции варьировала от 0,1 до 1,1 на $\text{см}^2/\text{год}$).

В период с ~9500 до ~7900 кал. л. н. пожаров не наблюдалось, с ~7900 кал. л. н. скорость аккумуляции макроугольков увеличилась (до 0,2 на $\text{см}^2/\text{год}$), а ~7400 кал. л. н. произошел крупный локальный пожар (0,9 на $\text{см}^2/\text{год}$). С ~7000 кал. л. н. начинается постепенное снижение скорости аккумуляции частиц угля (с 0,6 до 0,1 на $\text{см}^2/\text{год}$) вплоть до ~6100 кал. л. н., когда произошел еще один локальный пожарный эпизод. За весь суб boreальный период (5170–2608 кал. л. н.) отмечено 4 локальных пожара со средней скоростью накопления угля 0,3 на $\text{см}^2/\text{год}$. С конца суб boreала (примерно с 2700 кал. л. н.) до ~1900 кал. л. н. субатлантического периода наблюдается общее снижение скорости накопления угольков (0,2–0,3 на $\text{см}^2/\text{год}$) и отсутствие локальных пожаров. С середины субатлантического периода и до наших дней произошло четыре локальных эпизода с заметным увеличением

скорости аккумуляции макроугля ~500 кал. л. н. (0,5–0,6 на $\text{см}^2/\text{год}$). В последние приблизительно 100 лет скорость аккумуляции макроугольков существенно снижается с 0,6 до 0,2 на $\text{см}^2/\text{год}$.

Мы сравнили результаты подсчета абсолютного количества частиц макроугольков в отложениях озера «S14» за 11920 кал. л. н. с палеоклиматическими реконструкциями температуры воздуха и осадков для Западно-Сибирской равнины по усреднённым палеопалинологическим данным (рис. 5) [Архипов, Волкова, 1994]. Изменения обилия макроугольков сопоставлены на единой равномерной временной шкале (калибранный возраст), прежде всего, с динамикой годового количества осадков.

Оказалось, что в периоды с более сухими климатическими условиями фиксировалось повышенное содержание частиц макроскопического угля, а в более влажные периоды количество их уменьшалось. Выявленна высоко значимая отрицательная корреляция ($r = -0,69, p < 0,001$) между данными по содержанию частиц макроугольков и данными реконструкции годового количества атмосферных осадков (корреляция велась по дигитализированным данным обоих показателей снятых с шагом в 100 лет).

Результаты статистической обработки с помощью программы CharAnalysis (см. рис. 4), а также сопоставление макроугольковых данных с палеоклиматическими реконструкциями на единой равномерной временной шкале (рис. 5) позволили выявить основные этапы истории палеопожаров на исследуемой территории.

- На территории среднетаежной подзоны Западно-Сибирской равнины в пре boreальный период голоцена (11960–10620 кал. л. н.) наблюдалась повышенная пожарная активность, о чем свидетельствует высокая скорость аккумуляции макроугольков растительного происхождения (~1,1 на $\text{см}^2/\text{год}$) с тремя локальными пожарами (~11500 кал. л. н., ~11100 кал. л. н. и ~10700 кал. л. н.), выделенными программой CharAnalysis (см. рис. 4) и обозначенными красными крестиками.

Концентрация нескольких пожарных эпизодов на небольшом временном интервале (800 лет), а также высокая скорость накопления макроугольков, вероятно, свидетельствуют о крупных очагах возгорания в этот период. Палеоэкологическое исследование, проведенное в Тюменской области ($60^{\circ}10'N, 72^{\circ}50'E$) [Turunen et al., 2001], также выявило по обнаруженным в торфяных колонках прослойкам угля несколько локальных пожаров, произошедших в период 12300–10000 кал. л. н.

Первое голоценовое потепление пришлось на начало пре boreального периода [Blyakharchuk, 2009],

хотя в целом климат тогда был суще и холоднее современного [Архипов, Волкова, 1994]. В этот период, по нашим данным, зафиксирован один локальный пожарный эпизод (~11500 кал. л. н.) с постепенно увеличивающейся скоростью аккумуляции угля (от 0,1–

0,4 до 1,0 на $\text{см}^2/\text{год}$). Пик концентрации частиц угля в образцах отложений пришелся именно на этот период (~310 частиц/ 2см^3) (рис. 5). Вероятно, сухие условия способствовали постепенному распространению пожаров вокруг озера.

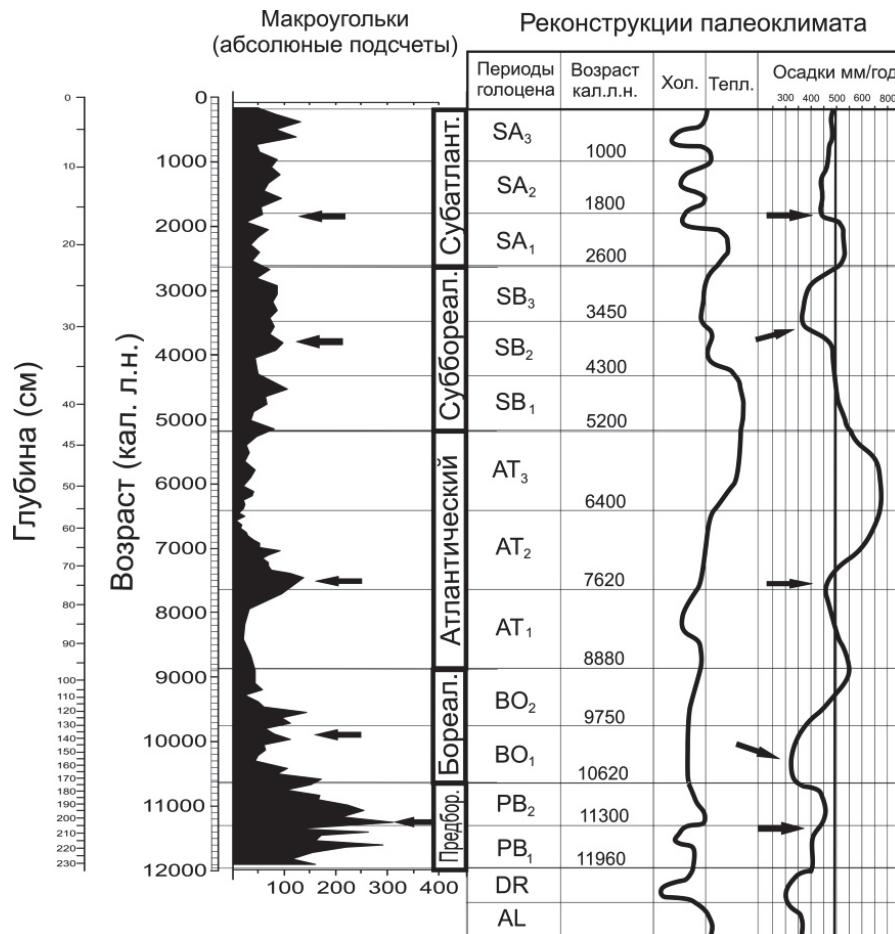


Рис. 5. Содержание макроугольковых частиц в отложениях озера «S14» в сравнении с палеоклиматическими реконструкциями голоцена для Западной Сибири [Архипов, Волкова, 1994]

Fig. 5. Content of macrocharcoal particles in the sediments of Lake “S14” in comparison with paleoclimatic reconstructions of the Holocene for Western Siberia [Архипов, Волкова, 1994]

Вторая половина пребореала характеризовалась небольшим потеплением и увлажнением климата [Архипов, Волкова, 1994], несмотря на это, пик пирогенной активности пришелся именно на данный период (~11300–10700 кал. л. н.) и включал в себя два локальных пожарных эпизода. Казалось бы, выявляется противоречие: увеличение осадков и теплые условия в бореальной зоне Западно-Сибирской равнины не остановили распространение палеопожаров на территории, а, напротив, способствовали их распространению. Вероятно, такие условия привели к

увеличению грозовой активности, приведшей к возгоранию растительности вокруг озера. К тому же теплые и влажные условия могли способствовать накоплению значительного количества растительной органики, служившей горючим материалом при возникновении пожаров. Кроме того, спорово-пыльцевые спектры озера «Светленькое» (ХМАО) [Amon et al., 2020], расположенного в нескольких километрах от точки исследования, показали, что в это время на территории среднетаежной подзоны Западной Сибири в растительном покрове преобладали леса. Также в

спорово-пыльцевых спектрах встречались в небольшом количестве *Betula pendula*, *Picea obovata* и *Alnus*.

2. В бореальный период голоцена (10620–8880 кал. л. н.) наблюдалось общее снижение скорости накопления макроскопических частиц угля по сравнению с предыдущим периодом (0,2 на см²/год) (рис. 4), тем не менее, пирогенная активность проявилась в виде трех небольших локальных пожаров (~10400, ~9800, ~9500 кал. л. н. соответственно). В Тюменской области в районе Большого Васюганского болота в слоях торфяных отложений, соответствующих этому времени (9000–8000 кал. л. н.) обнаружены прослойки угля, свидетельствующие о пожарах прошлого [Pitkänen et al., 2002; Turunen et al., 2021].

Общее снижение пожарной активности могло быть связано с постепенным увеличением (по сравнению с предбoreальным периодом) обилия выпадающих атмосферных осадков. Интенсивный северо-западный перенос воздушных масс с Фенноскандии увеличил количество осадков в этом регионе [Amon et al., 2020]. Высокий уровень увлажнения в бореальном периоде подтверждают и другие исследования [Blyakharchuk, 2009]. В центральной части Западно-Сибирской равнины ~10300–9000 кал. л. н. начался процесс заболачивания территории [Pitkänen et al., 2002; Kremenetski et al., 2003; Ахтерякова, Лещинский, 2014], возможно, так же повлиявший на снижение пожарной активности в регионе. Начало бореала ознаменовалось сухими климатическими условиями [Архипов, Волкова, 1994], которые привели к небольшому локальному пожару в районе озера «S14» (~10400 кал. л. н.). Кроме того, зафиксированные два локальных пожарных эпизода в середине бореала также, вероятно, связаны с кратковременным иссушением климата, отмеченным в реконструкциях резким снижением годового количества осадков в это время [Архипов, Волкова, 1994]. Спорово-пыльцевые спектры озера «Светленькое» [Amon et al., 2020] и «Салымско-Юганского» болота [Pitkänen et al., 2002] указывают на рост обилия *Betula pendula* в растительном покрове и уменьшение роли *Pinus sibirica* и *Picea obovata* в начале бореального периода. Это также указывает на смену природно-климатических условий региона. В целом, влажные условия бореального периода и активные болотообразовательные процессы повлияли на уменьшение пожарной активности территории, но не способствовали полному предотвращению пожаров.

3. В атлантический период голоцена (8880–5200 кал. л. н.) наблюдается снижение пожарной активности до умеренной с двумя локальными пожарными эпизодами, отмеченными высокой скоростью накопления макроугольков (до 1,0 на см²/год)

(рис. 4). Увеличение аккумуляции угля, а также содержания абсолютного числа макрочастиц угля в отложениях наблюдалось в период ~7500–6800 кал. л. н., а ~7400 кал. л. н. зафиксирован крупный локальный пожарный эпизод. Второй палеопожар произошел ~6100 кал. л. н., а скорость накопления угля снизилась до 0,3 на см²/год. Кроме того, следы пожарной активности в слоях торфяных отложений обнаружены на территории Тюменской области [Turunen et al., 2001] в период между ~8110 и 4800 кал. л. н.

В атлантический период окончательное исчезновение Скандинавского ледникового щита и ослабление связанного с ним Европейского антициклона способствовали формированию прямого переноса воздушных масс на восток из Атлантики [Groisman et al., 2013], что привело к голоценовому оптимуму ~6000–5500 кал. л. н. [Blyakharchuk, 2009; Groisman et al., 2013]. Теплые и влажные условия этого периода [Архипов, Волкова, 1994; Blyakharchuk, 2009] в целом повлияли на снижение пожарной активности в среднетаежной подзоне Западной Сибири. Однако по данным макроуголькового анализа отложений озера «S14» в середине атлантического периода отмечено несколько крупных максимумов в скорости аккумуляции макроугольков, один из которых диагностируется программой CharAnalysis как большой локальный пожар ~7400 кал. л. н. Эта серия пожаров могла быть связана либо с кратковременным иссушением климата, отмеченным в реконструкциях [Архипов, Волкова, 1994], несколько ранее – 7620 кал. л. н., либо с интенсификацией грозовых явлений в голоценовый оптимум. Примечательно, что в этот же период (~7500–6800 кал. л. н.) наблюдался резкий скачок скорости осадконакопления в донных отложениях озера «Светленькое» [Amon et al., 2020], но замедлилось накопление органического вещества. Резкий рост скорости аккумуляции диатомовых водорослей также отмечен в этот 700-летний период. Также зафиксировано увеличение содержания пыльцы *Betula pendula* в спорово-пыльцевых спектрах [Бляхарчук, 2012; Amon et al., 2020], а доля пыльцы *Pinus sibirica* и *Picea obovata* уменьшилась, что может быть следствием послепожарных сукцессий в растительном покрове. Постепенно появлялась пыльца широколиственных пород (*Ulmus*), увеличилось количество пыльцы травяных таксонов. Причиной возникновения небольшого пожара, произошедшего ~6100 кал. л. н. в районе озера «S14», могла служить грозовая активность при благоприятных для ее возникновения теплых и влажных условиях.

Несмотря на общее увеличение количества осадков и повышение температуры воздуха в атлантическом периоде, 700-летний пик пожарной активности и ско-

ности аккумуляции макроугольков в исследуемом районе в середине периода, возможно, свидетельствует о резкой смене природно-климатических условий. Хотя в целом условия атлантического периода сдерживали распространение пирогенной активности.

4. Четыре локальных пожара (см. рис. 4) произошло в суб boreальный период голоцен (5200–2600 кал. л. н.). По сравнению с предыдущими периодами, скорость аккумуляции угля была умеренно повышенной, но без скачкообразных пиков на протяжении всего суб boreала (~0,3 на см²/год). Локальные пожары отмечены ~5150, ~4500, ~3800 и ~2800 кал. л. н. соответственно. Более частое возникновение умеренных по интенсивности пожаров в суб boreальном периоде коррелирует с реконструированным снижением обилия атмосферных осадков [Архипов, Волкова, 1994].

Помимо исследуемой территории, реконструированы пожары в Тюменской области в интервале между 4560–3865 кал. л. н. [Tigunen et al., 2001]. Также на территории Томской области у восточной окраины Большого Васюганского болота зафиксированы пики пирогенной активности (~5000–1500 кал. л. н.) [Feurdean et al., 2020]. На территории Сургутского Приобья восстановлена история палеопожаров за последние 5000 кал. л. на основе углей, извлеченных из почвенных профилей [Лойко и др., 2022]. Авторы не выявили палеопожаров старше 5000 кал. л. н. В их реконструкции период 5000–2800 кал. л. н. характеризовался средним уровнем частоты возгораний. С 4000 кал. л. н. – они отметили общее снижение частоты пожаров, а с 2800 кал. л. н. увеличение числа пожаров на территории Сургутского Приобья.

Холодные и сухие условия суб boreала [Архипов, Волкова, 1994; Blyakharchuk, 2009] могли повлиять на пожарную активность в регионе. В начале суб boreального периода зафиксирован только один пожарный эпизод (~5150 кал. л. н.). Так называемое сухое похолодание [Хотинский, 1977] произошло 4500 кал. л. н., и оно, возможно, способствовало возникновению условий для еще одного пожарного эпизода. На территории среднетаежной подзоны, в Сургутском районе, также отмечены пики пожаров в этот период: 4600–4400 кал. л. н. [Лойко и др., 2022].

Примечательно, что 4300 кал. л. н. похолодание климата стимулировало промерзание болот в среднетаежной подзоне Западно-Сибирской равнины, что привело к появлению *Pinus sibirica* на мёрзлом торфяном бугре [Blyakharchuk, 2009; Amon et al., 2020]. А участие *Betula pendula* в растительном покрове с начала пре boreала и до 4300 кал. л. н. становится меньше. В период с 3800 до 2800 кал. л. н. в связи с резким увеличением засушливости климата [Архипов, Волкова, 1994] произошло еще два небольших пожарных эпизода вокруг исследуемого озера «S14». Также

на территории Сургутского Приобья [Tsyganov et al., 2015] пик пожаров пришелся на период 3600–3400 кал. л. н., хотя в интервале 4000–3000 кал. л. н. авторы говорят об общем снижении пожарной активности, связывая это с более высоким уровнем болотных вод, чем в предшествующий период голоцена. Все перечисленные выше условия так или иначе способствовали возникновению локальных пожаров в суб boreальном периоде голоцена, хотя их распространение и масштабы сдерживались более холодными условиями климата. Полученные нами новые палеопожарные данные подтверждаются и другими исследованиями [Tigunen et al., 2001; Feurdean et al., 2020; Лойко и др., 2022].

5. Начиная с суб атлантического периода голоцена и до настоящего времени (2600 кал. л. н. – до наших дней) в районе озера «S14» произошло четыре локальных пожарных эпизода (~1400, ~110, ~400 и ~250 кал. л. н. соответственно). Отмечается постепенное увеличение скорости аккумуляции угля (рис. 4) по сравнению с предыдущим периодом (от 0,2 на см²/год в начале периода до 0,6 на см²/год в конце периода). В исследованиях для boreальной зоны Западной Сибири обнаружены подтверждения увеличения пирогенной активности в последние 3000 кал. л. [Feurdean et al., 2020; Лойко и др., 2022] с пиками палеопожаров 2600–2400, ~1500, 1200, 800 и 500 кал. л. н. соответственно. В пределах болотного комплекса «Мухрино» [Lamentowicz et al., 2015] реконструирована история палеопожаров за последние 1300 кал. л. н. по данным микроуголькового анализа, где пик региональных пожаров пришелся на период с ~1300 по 800 кал. л. н. В целом палеопожарные данные озера «S14» совпадают с реконструированной указанными авторами региональной историей пожаров для территории «Мухрино» за этот период. Другие исследователи [Лойко и др., 2022] отмечают снижение пожарной активности с 2400 кал. л. н., несмотря на выявленные пирогенные пики (~1600, 1200, 500 кал. л. н.).

Первые два локальных пожарных эпизода в районе озера «S14» (рис. 4), произошедшие ~1400–1100 кал. л. н., вероятно, связаны со средневековым климатическим оптимумом (800–1300 гг. н. э.) [PAGES 2k Consortium, 2013], когда температура воздуха повысилась на 1–1,5 °C [Архипов, Волкова, 1994], и уменьшилось количество осадков. Также в это время наблюдается постепенное общее увеличение скорости накопления угля (см. рис. 4). В период ~1000–500 кал. л. н. локальных пожаров не зафиксировано, несмотря на продолжающийся рост аккумуляции угля в отложениях. Хотя в региональном масштабе на территории Сургутского района в это время обнаружены следы палеопожарной активности [Лойко и др., 2022]. Наступление малого ледникового периода с общим похолоданием климата ~ 400–300 кал. л. н.

привело к еще двум локальным пожарным эпизодам в районе озера «S14», при этом скорость накопления угля (рис. 4) и абсолютное число макроугольков в образцах отложений (рис. 5) резко увеличились в это время, что, вероятно, свидетельствует о довольно сухом климате в начале данного похолодания. За последние 250 кал. л. н. постепенное потепление климатических условий и увеличение количества осадков, по всей видимости, ограничивали распространение пожаров на исследуемой территории, поскольку палеэкологические реконструкции [Feurdean et al., 2020; Лойко и др., 2022] не зафиксировали наличие региональных и локальных пожаров в это время в среднетаежной подзоне Западной Сибири. Это наблюдается и по макроугольковым данным озера «S14». В растительном покрове в лесах, согласно опубликованной реконструкции для среднетаежной подзоны Западной Сибири, по-прежнему преобладают *Betula pendula* и *Pinus sibirica* [Amon et al., 2020].

Поскольку озеро «S14» окружено болотами и труднодоступно для населения, можно предположить, что причины локальных пожаров в субатлантический период носили естественный характер. Неоднократные колебания сухих и влажных климатических периодов оказывали влияние на лесоболотные экосистемы среднетаежной подзоны Западной Сибири, вызывая их перестройки. Катализатором таких перестроек являлись природные пожары. Наблюдающееся современное увеличение частоты пожаров может быть связано с общей тенденцией современного потепления климата [Groisman et al., 2013]. Тем не менее масштабы современных пожаров на территории средней тайги не сопоставимы с природными пожарами прошлого, когда решающую роль играло изменение климатических условий.

Заключение

За ~12000-летнюю историю развития озерно-болотных природных комплексов территория среднетаежной подзоны Западно-Сибирской равнины неоднократно подвергалась воздействию природных пожаров. Их число и интенсивность варьировали по мере изменения климатических условий. Сухие и теплые климатические периоды сопровождались увеличением пожарной активности, а влажные и прохладные – минимальным воздействием пирогенного фактора.

В середине преобореального периода в районе озера «S14» наблюдалась высокая пожарная активность, о чем свидетельствует обилие макроугольков в

донных отложениях этого возраста и высокая скорость аккумуляции частиц угля в данный период. С начала бореального периода и вплоть до 7500 кал. л. н. отмечено резкое снижение числа пожаров. Решающую роль в этом сыграло постепенное потепление климата и увеличение количества атмосферных осадков, инициировавших начало болотообразовательного процесса, которое замедлило распространение пожаров на территории Западной Сибири. Атлантический период в целом характеризовался наиболее влажным климатом за весь голоцен, его начало и окончание – низкой пожарной активностью. Однако середина атлантического периода ознаменовалась одним локальным пожарным эпизодом высокой интенсивности, вероятно, связанным с усиленiem грозовой активности в условиях теплого и влажного климата. В холодный и сухой суббореальный период произошло четыре эпизода палеопожаров средней интенсивности, сопровождавшихся равномерно-средней скоростью накопления угля. Начиная с 2000 кал. л. н. резко увеличилось число пожаров на локальном и региональном уровнях, о чем свидетельствуют данные микро- и макроуголькового анализов, а также увеличение скорости аккумуляции угля растительного происхождения в районе озера «S14». Сухие периоды субатлантики, в том числе Средневековый климатический оптимум, сопровождались повышенной пожарной активностью. Кроме того, в Малый ледниковый период в районе исследуемого озера зафиксированы локальные пожары. Об их наличии на региональном уровне (по литературным источникам) свидетельствуют данные микроуголькового анализа в районе болотного комплекса «Мухрино» и другие палеоэкологические реконструкции для среднетаежной подзоны Западной Сибири. Но после окончания Малого ледникового периода интенсивность горения лесов в окрестностях озера «S14» стала снижаться.

Выполненная нами реконструкция палеопожарной активности показала, что в голоцене существенную роль в формировании и развитии природных комплексов среднетаежной подзоны Западно-Сибирской равнины играли климатические условия. Изменения температуры и увлажнения влияли на пирогенную обстановку в регионе, увеличивая или уменьшая количество и интенсивность природных пожаров. Влияние антропогенного фактора на горимость ландшафта в прошлом было незначительное, если вообще проявлялось из-за малонаселенности территории. Необходимы дополнительные исследования последнего вопроса.

Список источников

- Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск : НИЦ ОИГМ СО РАН. 1994. 105 с.
- Ахтерякова А.В., Лещинский С.В. Результаты комплексного исследования двух голоценовых торфяников Тобольско-Прииртышского лиофациального района // Вестник Томского государственного университета. 2014. № 385. С. 171–180.
- Бляхарчук Т.А. Новые палеопалинологические данные о динамике растительного покрова и климата Западной Сибири и прилегающих территорий в голоцене. Новосибирск : ГЕО, 2012.

Бляхарчук Т.А., Курьина И.В., Пологова Н.Н. Позднеголоценовая динамика растительного покрова и увлажнённости климата юго-восточного сектора Западно-Сибирской равнины по данным палинологического и ризоподного исследований торфяных отложений // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2019. № 45. С. 164–189.

Волкова М.А., Чередько Н.Н., Титовская А.А. Пространственно-временное распределение периодов низких и высоких температур на юге Западной Сибири в период 1961–2016 гг. // CITES 2019: Международная молодежная школа и конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде. М., 2019. С. 64–68.

Исаченко А.Г. Западная Сибирь как объект историко-географического изучения и описания // Известия Русского географического общества. 2014. Т. 146, № 1. С. 3–20.

Лойко В.С., Кузьмина Д.М., Дудко А.А., Константинов А.О., Васильева Ю.А., Курасова А.О., Лим А.Г., Кулижский С.П. Древесные угли в подзолах средней тайги Западной Сибири как индикатор истории геосистем // Почвоведение. 2022. № 2. С. 176–192. doi: 10.31857/S0032180X22020083

Распоряжение Правительства Российской Федерации от 31.12.2020 г. № 3684-р. URL <http://government.ru/docs/all/132190/> (дата обращения: 05.12.2022).

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М. : Наука, 1977. 198 с.

Цветков П.А. Пожароустойчивость северотаежных лиственичников // Хвойные бореальные зоны. 2006. № 3. С. 126–132.

Abram N.J., Henley B.J., Gupta A.S., Lippmann T.R.J., Clarke H., Dowdy A.J., Sharples J.J., Nolan R.H., Zhang T., Wooster M.J., Wurtzel J.B., Meissner K.J., Pitman A.J., Ukkola A.M., Murphy B.P., Tapper N.J., Boer M.M. Connections of climate change and variability to large and extreme forest fires in southeast Australia // Communications Earth & Environment. 2021. V. 2, No. 1. P. 1–17.

Amon L., Blaus A., Alliksaar T., Heinsalu A., Lapshina E., Liiv M., Reitalu T., Vassiljev J., Veski S. Postglacial flooding and vegetation history on the Ob river terrace, central Western Siberia based on the paleoecological record from lake Svetlenkoye // The Holocene. 2020. V. 30, No. 5. P. 618–631.

Anisimov O., Zimov S. Thawing permafrost and methane emission in Siberia: Synthesis of observations, reanalysis, and predictive modeling // Ambio. 2021. V. 50, No. 11. P. 2050–2059.

Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an 601 autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6. P. 457–474.

Blyakharchuk T.A. Western Siberia, a review of Holocene climatic changes // Journal of Siberian Federal University. Biology. 2009. V. 2, No. 1. P. 4–12.

Bondur V.G., Mokhov I.I., Voronova O.S., Sitnov S.A. Satellite monitoring of Siberian wildfires and their effects: Features of 2019 anomalies and trends of 20-year changes // Doklady Earth Sciences. Pleiades Publishing. 2020. V. 492, No. 1. P. 370–375.

Christen J.A., Perez E.S. A new robust statistical model for radiocarbon data // Radiocarbon. 2009. V. 51. P. 1047–1059.

Conedera M., Tinner W., Neff C., Meurer M., Dickens A.F., Krebs P. Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation // Quaternary Science Reviews. 2009. V. 28, No. 5–6. P. 555–576.

Dyukarev E., Zarov E., Alekseychik P., Nijp J., Filippova N., Mammarella I., Filippov I., Bleuten W., Khoroshavin V., Gannasevich G., Meshcheryakova A., Vesala T., Lapshina E. The Multiscale Monitoring of Peatland Ecosystem Carbon Cycling in the Middle Taiga Zone of Western Siberia: The Mukhrino Bog Case Study // Land. 2021. V. 10, No. 8. P. 824.

Feurdean A., Florescu G., Tantau I., Vanniere B., Diaconu A., Pfeiffer M., Warren D., Hutchinson S.M., Gorina N., Galka M., Kirpotin S. Recent fire regime in the southern boreal forests of western Siberia is unprecedented in the last five millennia // Quaternary Science Reviews. 2020. V. 244. P. 106495.

Gorbatenko V.P., Kuzhevskaya I.V., Pustovalov K.N., Chursin V.V., Konstantinova D.A. Assessment of atmospheric convective potential variability in Western Siberia in Changing Climate. Russian Meteorology and Hydrology. 2020. V. 45, No. 5. P. 360–367. doi: 10.3103/S1068373920050076

Grimm E.C. TGView Version 2.0.2. Springfield : Illinois State Museum research and Collections Center, 2004.

Groisman P.Y., Blyakharchuk T.A., Chernokulsky A.V., Arzhanov M.M., Marchesini L.B., Bogdanova E.G., Borzenkova I.I., Bulygina O.N., Karpenko A.A., Karpenko L.V., Knight R.W., Khon V.Ch., Korovin G.N., Meshcherskaya A.V., Mokhov I.I., Parfenova E.I., Razuvayev V.N., Speranskaya N.A., Tchebakova N.M., Vygodskaya N.N. Climate changes in Siberia // Regional environmental changes in Siberia and their global consequences. Dordrecht : Springer, 2013. P. 57–109.

Halicki W., Kirpotin S. The evolution of wetlands in West Siberian Lowlands from the Last Glacial Period to the Present // Wetland: Function, services, importance and threats. 2018. P. 1–85.

Hamilton D.S., Hanton S., Scott C.E., Kaplan J.O., Pringle K.J., Nieradzik L.P., Rap A., Folberth G.A., Spracklen D.V., Carslaw K.S. Reassessment of pre-industrial fire emissions strongly affects anthropogenic aerosol forcing // Nature Communications. 2018. V. 9, No. 1. P. 1–12.

Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4, No. 1. 9 p.

Harrison S.P., Marlon J.R., Bartlein P.J. Fire in the Earth system // Changing climates, earth systems and society. Dordrecht : Springer, 2010. P. 21–48.

Harrison S.P., Prentice C., Bloomfield K.J., Dong N., Forkel M., Forrest M., Ningthoujam R.K., Pellegrini A., Shen Y., Budenna M., Cardoso A.W., Huss J.C., Joshi J., Oliveras I., Pausas J.G., Simpson K.J. Understanding and modelling wildfire regimes: an ecological perspective // Environmental Research Letters. 2021. V. 16, No. 12. P. 125008.

Higuera P. CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis. Bozeman : MT, Montana State University, 2009. 27 p.

Kelly R.F., Higuera P.E., Barrett C.M., Sheng F.A. Signal-to-noise index to quantify the potential for peak detection in sediment – charcoal records // Quaternary Research. 2011. V. 75, No. 1. P. 11–17

Kharuk V.I., Ponomarev E.I., Ivanova G.A., Dvinskaya M.L., Coogan S.C., Flannigan M.D. Wildfires in the Siberian taiga // Ambio. 2021. V. 50, No. 11. P. 1953–1974.

Kirpotin S.N., Callaghan T.V., Peregon A.M., Babenko A.S., Berman D.I., Bulakhova N.A., Byzaakay A.A., Chernykh T.M., Chursin V., Interesova E.A., Gureev S.P., Kerchev I.A., Kharuk V.I., Khovalyg A.O., Kolpashchikov L.A., Krivets S.A., Kvasnikova Z.N., Kuzhevskaya I.V., Merzlyakov O.E., Nekhoroshev O.G., Popkov V.K., Pyak A.I., Valevich T.O., Volkov I.V., Volkova I.I. Impacts of environmental change on biodiversity and vegetation dynamics in Siberia // Ambio. 2021. V. 50, No. 11. P. 1926–1952.

- Kremenetski K.V., Velichko A.A., Borisova O.K., MacDonald G.M., Smith L.C., Frey K.E., Orlova L.A. Peatlands of the Western Siberian lowlands: current knowledge on zonation, carbon content and Late Quaternary history // Quaternary Science Reviews. 2003. V. 22, No. 5–7. P. 703–723.
- Lamentowicz M., Słowiński M., Marcisz K., Zielińska M., Kaliszan K., Lapshina E., Gilbert D., Buttler A., Fialkiewicz-Koziel B., Jassey V.E.J. Hydrological dynamics and fire history of the last 1300 years in western Siberia reconstructed from a high-resolution, ombrotrophic peat archive // Quaternary Research. 2015. V. 84, No. 3. P. 312–325.
- Li X.Y., Jin H.J., Wang H.W., Marchenko S.S., Shan W., Luo D.L., He R.X., Spektor V., Huang Y.D., Li X.Y., Jia N. Influences of forest fires on the permafrost environment: A review // Advances in Climate Change Research. 2021. V. 12, No. 1. P. 48–65.
- Mooney S., Tinner W. The analysis of charcoal in peat and organic sediments // Mires Peat. 2011. V. 7. pp. 1–18.
- Ohlson M., Korbøl A., Økland R.H. The macroscopic charcoal record in forested boreal peatlands in southeast Norway // The Holocene. 2006. V. 16, No. 5. P. 731–741.
- PAGES 2k Consortium. Continental-scale temperature variability during the past two millennia. Nature Geoscience. 2013. V. 6, No. 5. P. 339–346.
- Pitkänen A., Turunen J., Tahvanainen T., Tolonen K. Holocene vegetation history from the Salym-Yugan mire area, West Siberia // The Holocene. 2002. V. 12, No. 3. P. 353–362.
- R Core Team 2020 R: a language and environment for statistical computing; R foundation for statistical computing. Vienna. URL: www.r-project.org/index.html
- Scott A.C. Burning planet: the story of fire through time. Oxford University Press, 2018.
- Tsyganov A.N., Zarov E.A., Mazei Y.A., Kulkov M.G., Babeshko K.V., Yushkovets S.Y., Payne R.J., Ratcliffe J.L., Fatyunina Y.A., Zazovskaya E.P., Lapshina E.D. Key periods of peatland development and environmental changes in the middle taiga zone of Western Siberia during the Holocene // Ambio. 2021. V. 50, No. 11. P. 1896–1909.
- Turunen J., Tahvanainen T., Pitkänen A. Carbon accumulation in West Siberian mires, Russia Sphagnum peatland distribution in North America and Eurasia during the past 21,000 years // Global biogeochemical cycles. 2001. V. 15, No. 2. P. 285–296.
- Van Oldenborgh G.J., Krikken F., Lewis S., Leach N.J., Lehner F., Saunders K.R., Van Weele M., Haustein K., Li S., Wallom D., Sparrow S., Arrighi J., Singh R.K., Van Aalst M.K., Philip S.Y., Vautard R., Otto F.E.L. Attribution of the Australian bushfire risk to anthropogenic climate change // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2021. V. 21, No. 3. P. 941–960.
- Wang Z., Huang J.G., Ryzhkova N., Li J., Kryshen A., Voronin V., Li R., Bergeron Y., Drobyshev I. 352 years long fire history of a Siberian boreal forest and its primary driving factor // Global and Planetary Change. 2021. V. 207. P. 103653.
- Whitlock C., Larsen C. Charcoal as a fire proxy // Tracking environmental change using lake sediments. Springer. Dordrecht. 2002. V. 3. P. 75–97.
- Xu X., Li F., Lin Z., Song X. Holocene fire history in China: Responses to climate change and human activities // Science of The Total Environment. 2021. V. 753. P. 142019.

References

- Akhteryakova A.V., Leshchinsky S.V. *Rezul'taty kompleksnogo issledovanija dvuh golocenovyh torfjanikov Tobol'sko-Priirtyshskogo litofacial'nogo rajona* [Results of comprehensive research of two Holocene peatlands of the TobolskIrtysh lithofacies area]. Tomsk State University Journal. 2014. No. 385. pp. 171–180. In Russian
- Arkhipov S.A., Volkova V.S. *Geologicheskaja istorija, landshafty i klimaty pleistocena Zapadnoj Sibiri* [Geological history, landscapes and climates of Pleistocene Western Siberia]. Novosibirsk: NRC OIGGM SB RAS. 1994. 105 p. In Russian
- Blyakharchuk T.A. *Novye paleopalinologicheskie dannye o dinamike rastitel'nogo pokrova i klimata Zapadnoj Sibiri i prilegayushchikh territorij v golotsene* [New paleopalynological data on the dynamics of vegetation cover and climate in Western Siberia and adjacent territories in the Holocene] // Novosibirsk: GEO. 2012. In Russian
- Blyakharchuk T.A., Kuryina I.V., Pologova N.N. *Pozdnegolotsenovaya dinamika rastitel'nogo pokrova i uvlazhnennosti klimata yugo-vostochnogo sektora Zapadno-Sibirskoj raviny po dannym palinologicheskogo i rizopodnogo issledovanij torfyanykh otlozhenij* [Late-Holocene dynamics of vegetation cover and humidity of climate in the southeastern sector of the West Siberian Plain according to the data of palynological and rhizopod research of peat deposits] // Tomsk State University Journal of Biology. 2019. No. 45. pp. 164–189. In Russian
- Decree of the Government of the Russian Federation 31.12.2020 № 3684-r [Electronic resource]. URL <http://government.ru/docs/all/132190/> (accessed: 05.12.22.). In Russian
- Isachenko A.G. *Zapadnaya Sibir' kak ob'yekt istoriko-geograficheskogo izuchenija i opisaniya* [Western Siberia as an object of historical and geographical study and description] // News of the Russian Geographical Society. 2014. V. 146. No. 1. pp. 3–20. In Russian
- Khotinsky N.A. *Golocen Severnoj Evrazii* [Holocene of the Northern Eurasia]. Moscow: Publishing House «Nauka». 1977. 198 p. In Russian
- Loiko V.S., Kuzmina D.M., Dudko A.A., Konstantinov A.O., Vasiliyeva Yu. A., Kurasova A.O., Lim A.G., Kulizhsky S.P. Drevesnye ugli v podzolah srednej tajgi Zapadnoj Sibiri kak indikator istorii geosistem [Charcoals of albic podzols of the middle taiga of Western Siberia as indicator of ecosystem history] // Eurasian Soil Science. 2022. No. 2. pp. 176–192. doi: 10.31857/S0032180X22020083. In Russian
- Tsvetkov P.A. *Pozharoustojchivost' severotaezhnyh listvinichnikov* [Fire resistance of north-taiga larch forests] // Coniferous boreal zones. 2006. V. 24. No. 1. pp. 126–132. In Russian
- Volkova M.A., Cheredko N.N., Titovskaya A.A. Prostranstvenno-vremennoe raspredelenie periodov nizkih i vysokih temperatur na juge Zapadnoj Sibiri v period 1961–2016 gg. [Spatio-temporal distribution of periods with low and high temperatures in Western Siberia for 1961–2016.] // CITES '2019: International Youth School and Conference on Computing and Information Technologies for Environmental Sciences. Moscow. 2019. pp. 64–68. In Russian
- Abram N.J., Henley B.J., Gupta A.S., Lippmann T.R.J., Clarke H., Dowdy A.J., Sharples J.J., Nolan R.H., Zhang T., Wooster M.J., Wurtzel J.B., Meissner K.J., Pitman A.J., Ukkola A.M., Murphy B.P., Tapper N.J., Boer M.M. Connections of climate change and variability to large and extreme forest fires in southeast Australia // Communications Earth & Environment. 2021. V. 2. No. 1. pp. 1–17.

- Amon L., Blaus A., Alliksaar T., Heinsalu A., Lapshina E., Liiv M., Reitalu T., Vassiljev J., Veski S. Postglacial flooding and vegetation history on the Ob river terrace, central Western Siberia based on the paleoecological record from lake Svetlenkoye // The Holocene. 2020. V. 30. No. 5. pp. 618–631.
- Anisimov O., Zimov S. Thawing permafrost and methane emission in Siberia: Synthesis of observations, reanalysis, and predictive modeling // Ambio. 2021. V. 50. No. 11. pp. 2050–2059.
- Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an 601 autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6. pp. 457–474.
- Blyakharchuk T.A. Western Siberia, a review of Holocene climatic changes // Journal of Siberian Federal University. Biology. 2009. V. 2. No. 1. pp. 4–12.
- Bondur V.G., Mokhov I.I., Voronova O.S., Sitnov S.A. Satellite monitoring of Siberian wildfires and their effects: Features of 2019 anomalies and trends of 20-year changes // Doklady Earth Sciences. Pleiades Publishing. 2020. V. 492. No. 1. pp. 370–375.
- Christen J.A., Perez E.S. 2009: A new robust statistical model for radiocarbon data // Radiocarbon. 2009. V. 51. pp. 1047–1059.
- Conedera M., Tinner W., Neff C., Meurer M., Dickens A.F., Krebs P. Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation // Quaternary Science Reviews. 2009. V. 28. No. 5-6. pp. 555 In Russian 576.
- Dyukarev E., Zarov E., Alekseychik P., Nijp J., Filippova N., Mammarella I., Filippov I., Bleuten W., Khoroshavin V., Ganasevich G., Meshcheryakova A., Vesala T., Lapshina E. The Multiscale Monitoring of Peatland Ecosystem Carbon Cycling in the Middle Taiga Zone of Western Siberia: The Mukhrino Bog Case Study // Land. 2021. V. 10. № 8. pp. 824.
- Feurdean A., Florescu G., Tantau I., Vanniere B., Diaconu A., Pfeiffer M., Warren D., Hutchinson S.M., Gorina N., Gałka M., Kirpotin S. Recent fire regime in the southern boreal forests of western Siberia is unprecedented in the last five millennia // Quaternary Science Reviews. 2020. V. 244. pp. 106495.
- Gorbatenko V.P., Kuzhevskaya I.V., Pustovalov K.N., Chursin V.V., Konstantinova D.A. Assessment of atmospheric convective potential variability in Western Siberia in Changing Climate. Russian Meteorology and Hydrology. 2020. V. 45. No. 5. pp. 360–367. <https://doi.org/10.3103/S1068373920050076>.
- Grimm E.C. TGView Version 2.0.2. Springfield: Illinois State Museum research and Collections Center. 2004.
- Groisman P.Y., Blyakharchuk T.A., Chernokulsky A.V., Arzhanov M.M., Marchesini L.B., Bogdanova E.G., I.I., Bulygina O.N., Karpenko A.A., Karpenko L.V., Knight R.W., Khon V.Ch., Korovin G.N., Meshcherskaya A.V., Mokhov I.I., Parfenova E.I., Razuvayev V.N., Speranskaya N.A., Tchebakova N.M., Vygodskaya N.N. Climate changes in Siberia // Regional environmental changes in Siberia and their global consequences. Springer. Dordrecht. 2013. pp. 57–109.
- Halicki W., Kirpotin S. The evolution of wetlands in West Siberian Lowlands from the Last Glacial Period to the Present // Wetland: Function, services, importance and threats. 2018. pp. 1–85.
- Hamilton D.S., Hantson S., Scott C.E., Kaplan J.O., Pringle K.J., Nieradzik L.P., Rap A., Folberth G.A., Spracklen D.V., Carslaw K. S. Reassessment of pre-industrial fire emissions strongly affects anthropogenic aerosol forcing // Nature Communications. 2018. V. 9. No. 1. pp. 1–12.
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4. No. 1. 9 p.
- Harrison S.P., Marlon J.R., Bartlein P.J. Fire in the Earth system // Changing climates, earth systems and society. Springer. Dordrecht. 2010. pp. 21–48.
- Harrison S.P., Prentice C., Bloomfield K.J., Dong N., Forkel M., Forrest M., Ningthoujam R.K., Pellegrini A., Shen Y., Baudena M., Cardoso A.W., Huss J.C., Joshi J., Oliveras I., Pausas J.G., Simpson K.J. Understanding and modelling wildfire regimes: an ecological perspective // Environmental Research Letters. 2021. V. 16. No. 12. pp. 125008.
- Higuera P. CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis. Bozeman: MT, Montana State University. 2009. 27 p.
- Kelly R.F., Higuera P.E., Barrett C.M., Sheng F.A. Signal-to-noise index to quantify the potential for peak detection in sediment – charcoal records // Quaternary Research. 2011. V. 75. No. 1. pp. 11–17.
- Kharuk V.I., Ponomarev E.I., Ivanova G.A., Dvinskaya M.L., Coogan S.C., Flannigan M.D. Wildfires in the Siberian taiga // Ambio. 2021. V. 50. № 11. pp. 1953–1974.
- Kirpotin S.N., Callaghan T.V., Peregon A.M., Babenko A.S., Berman D.I., Bulakhova N.A., Byzaakay A.A., Chernykh T.M., Chursin V., Interesova E.A., Gureev S.P., Kerchev I.A., Kharuk V.I., Khovalyg A.O., Kolpashchikov L.A., Krivets S.A., Kvasnikova Z.N., Kuzhevskaya I.V., Merzlyakov O.E., Nekhoroshev O.G., Popkov V.K., Pyak A.I., Valevich T.O., Volkov I.V., Volkova I.I. Impacts of environmental change on biodiversity and vegetation dynamics in Siberia // Ambio. 2021. V. 50. No. 11. pp. 1926–1952.
- Kremenetski K.V., Velichko A.A., Borisova O.K., MacDonald G.M., Smith L.C., Frey K.E., Orlova L.A. Peatlands of the Western Siberian lowlands: current knowledge on zonation, carbon content and Late Quaternary history // Quaternary Science Reviews. 2003. V. 22. No. 5-7. pp. 703–723.
- Lamentowicz M., Słowiński M., Marcisz K., Zielińska M., Kaliszan K., Lapshina E., Gilbert D., Buttler A., Fialkiewicz-Kozieł B., Jassey V.E.J. Hydrological dynamics and fire history of the last 1300 years in western Siberia reconstructed from a high-resolution, ombrotrophic peat archive // Quaternary Research. 2015. V. 84. No. 3. pp. 312–325.
- Li X.Y., Jin H.J., Wang H.W., Marchenko S.S., Shan W., Luo D.L., He R.X., Spektor V., Huang Y.D., Li X.Y., Jia N. Influences of forest fires on the permafrost environment: A review // Advances in Climate Change Research. 2021. V. 12. No. 1. pp. 48–65.
- Mooney S., Tinner W. The analysis of charcoal in peat and organic sediments // Mires Peat. 2011. V. 7. pp. 1–18.
- Ohlson M., Korbøl A., Økland R. H. The macroscopic charcoal record in forested boreal peatlands in southeast Norway // The Holocene. 2006. V. 16. No. 5. pp. 731–741.
- PAGES 2k Consortium. Continental-scale temperature variability during the past two millennia. Nature Geoscience. 2013. V. 6. No. 5. pp. 339–346
- Pitkänen A., Turunen J., Tahvanainen T., Tolonen K. Holocene vegetation history from the Salym-Yugan mire area, West Siberia // The Holocene. 2002. V. 12. No. 3. pp. 353–362.
- R Core Team 2020 R: a language and environment for statistical computing; R foundation for statistical computing. Vienna. (available at: www.r-project.org/index.html)

Scott A C. Burning planet: the story of fire through time. Oxford University Press. 2018.

Tsyganov A.N., Zarov E.A., Mazei Y.A., Kulkov M.G., Babeshko K.V., Yushkovets S.Y., Payne R.J., Ratcliffe J.L., Fatyunina Y.A., Zazovskaya E.P., Lapshina E.D. Key periods of peatland development and environmental changes in the middle taiga zone of Western Siberia during the Holocene // Ambio. 2021. V. 50. No. 11. pp. 1896–1909.

Turunen J., Tahvanainen T., Tolonen K., Pitkänen A. Carbon accumulation in West Siberian mires, Russia Sphagnum peatland distribution in North America and Eurasia during the past 21,000 years // Global biogeochemical cycles. 2001. V. 15. No. 2. pp. 285–296.

Van Oldenborgh G.J., Krikken F., Lewis S., Leach N.J., Lehner F., Saunders K.R., Van Weele M., Haustein K., Li S., Wallom D., Sparrow S., Arrighi J., Singh R.K., Van Aalst M.K., Philip S.Y., Vautard R., Otto F.E.L. Attribution of the Australian bushfire risk to anthropogenic climate change // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2021. V. 21. No. 3. pp. 941–960.

Wang Z., Huang J.G., Ryzhkova N., Li J., Kryshen A., Voronin V., Li R., Bergeron Y., Drobyshev I. 352 years long fire history of a Siberian boreal forest and its primary driving factor // Global and Planetary Change. 2021. V. 207. pp. 103653.

Whitlock C., Larsen C. Charcoal as a fire proxy // Tracking environmental change using lake sediments. Springer. Dordrecht. 2002. V. 3. pp. 75–97.

Xu X., Li F., Lin Z., Song X. Holocene fire history in China: Responses to climate change and human activities // Science of The Total Environment. 2021. V. 753. pp. 142019.

Информация об авторах:

Пупышева М.А., младший научный сотрудник, Лаборатория мониторинга лесных экосистем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: 455207@mail.ru

Бляхарчук Т.А., доктор биологических наук, главный научный сотрудник, Лаборатория мониторинга лесных экосистем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия; профессор, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: blyakharchuk@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Pupysheva M.A., Junior researcher, Laboratory of Monitoring of Forest Ecosystems, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: 455207@mail.ru

Blyakharchuk T.Ar., Dr. Sci. (Biology), Leading Researcher, Laboratory of Monitoring of Forest Ecosystems, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia; Professor, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: blyakharchuk@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 26.05.2022; одобрена после рецензирования 06.02.2023; принята к публикации 18.03.2024

The article was submitted 26.05.2022; approved after reviewing 06.02.2023; accepted for publication 18.03.2024

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 551.524.33:551.583

doi: 10.17223/25421379/30/9

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ХОЛОДНОМ ПОЛУГОДИИ (БАССЕЙН РЕКИ ДЕБЕД, АРМЕНИЯ)

Вардуи Гургеновна Маргарян¹, Екатерина Владимировна Гайдукова²,
Армен Мхитарович Седракян³



¹ Ереванский государственный университет, Ереван, Армения

² Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

³ Национальный политехнический университет Армении, Ереван, Армения

¹ vmargaryan@ysu.am

² oderiut@mail.ru

³ asedrakyan.phys@gmail.com

Аннотация. Рассматриваются особенности изменения температуры воздуха в холодном полугодии в бассейне р. Дебед. В качестве исходного материала использованы данные наблюдений за температурами приземного слоя воздуха за период ноябрь–март в бассейне р. Дебед на территории Армении. Исследование выполнено для шести метеорологических станций, имеющих продолжительные ряды наблюдений (с 1935 по 2021 г.) и располагающихся в бассейне р. Дебед.

Ключевые слова: Армения, бассейн р. Дебед, холодное полугодие, температура воздуха, отопительный период, многолетние изменения

Для цитирования: Маргарян В.Г., Гайдукова Е.В., Седракян А.М. Климатические особенности изменения температуры воздуха в холодном полугодии (бассейн реки Дебед, Армения) // Геосферные исследования. 2024. № 1. С. 152–162. doi: 10.17223/25421379/30/9

Original article

doi: 10.17223/25421379/30/9

CLIMATIC FEATURES OF AIR TEMPERATURE IN COLD SEMI-YEARS (DEBED RIVER BASIN, ARMENIA)

Varduhi G. Margaryan¹, Ekaterina V. Gaidukova², Armen M. Sedrakyan³

¹ Yerevan State University, Yerevan, Armenia

² Russian State Hydrometeorological University, Institute of Hydrology and Oceanology, St. Petersburg, Russia

³ National Polytechnic University of Armenia (NPUA), Faculty of Applied Mathematics and Physics, Yerevan, Armenia

¹ vmargaryan@ysu.am

² oderiut@mail.ru

³ asedrakyan.phys@gmail.com

Abstract. The article discusses the features of air temperature in cold half of the year in the basin of the river. Debed. Like a cold half-year (or cold period of the year) is taken from November to March. As source material in the work used daily data of actual observations of the temperature of the surface air layer for the period November – march of the river basin Debed in the territory of Armenia. The study was carried out on 6 meteorological stations of the river. Debed in long rows observational data (from 1935 to the present (2021). Relatively warm winters are observed up to heights of 1,000–1,100 m, where the average the long-term air temperature in January is close to 0 °C. Average monthly temperatures turn positive in March-April, when there is a pronounced snowmelt and flood in the rivers of the basin. It was revealed that air temperatures in the cold half of the year stand out uneven distribution – with the height of the terrain, it is natural decreases and changes in the range from -3,5 to 3,7 °C, vertical the gradient is 0.52 °C / 100 m. To calculate the air temperatures in the cold half of the year, unexplored or poorly studied territories were obtained correlation dependences between the value of the average temperatures of the cold period and altitude of the area above sea level. Received close correlations between the average values of air temperature for the cold season at different meteorological stations can be used to recover missing data. A closer correlation has been established between the average monthly air temperature values, as well as between the average monthly and average values for the cold half of the year and average annual values air temperature. These links can be used to evaluate thermal regime of air in poorly studied areas. Revealed a regular increase in the average temperatures of the cold time of the year. On average, in the basin of the river. Debed for the period from 1963 to 2021 average the temperature of the cold half of the year increased by 1,3 °C. Last thing indicates that in the basin of the river.

Debed is observed to be softening winter. An increase in average temperature during the cold season is reflected in ice regime of rivers. The date of establishment of ice phenomena has shifted by later dates, destruction of ice phenomena occurs earlier normal, the duration of the period of the ice phenomenon decreases.

Keywords: Armenia, river basin. Debed, cold half of the year, air temperature, heating period, long-term changes

For citation: Margaryan V.G., Gaidukova E.V., Sedrakyan A.M. Climatic features of air temperature in cold semi-years (Debed River basin, Armenia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 1. pp. 152–162. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/30/9

Введение

Изучение закономерностей изменения температуры приземного воздуха и прогнозирование дальнейшего ее хода позволяют судить о степени комфорта проживания людей в данной местности, предупреждать людей, страдающих некоторыми видами заболеваний, о возможном физическом дискомфорте в определенное время года или же во все сезоны года на данной территории [Ивлиева и др., 2010]. В последние восемь–девять десятилетий, на фоне глобального потепления, на территории Армении отмечается интенсивное изменение климатических характеристик, в том числе зимних температур воздуха.

Исследование стандартных климатических характеристик, таких как температуры воздуха в холодном полугодии, посвящены многочисленные научные работы. Большой вклад в изучение зимних температур воздуха Армении внесли А.Б. Багдасарян [Багдасарян, 1958], В.Г. Маргарян [Маргарян, 2020; Маргарян и др., 2022], А.Г. Нерсесян [Нерсесян, 1964], Г.Г. Суренян [Суренян, 2010] и др. На Четвертом национальном совещании в 2020 г. обсуждался вопрос об изменении температуры воздуха на территории Республики Армения [Armenia's..., 2020]. Данные о температурах воздуха в Армении приведены в климатических справочниках [Справочник..., 1966; Климатический..., 2011], но ряды ограничиваются 2009 годом. В этой же работе оцениваются особенности пространственно-временных изменений температуры воздуха в холодном полугодии в бассейне р. Дебед с использованием более продолжительного ряда инструментальных наблюдений до 2021 г.

Цель настоящего исследования заключается в выявлении и оценке особенностей территориального распределения температур воздуха за холодное полугодие в бассейне р. Дебед, а также в анализе их многолетних изменений за последние 80–90 лет.

Методика исследования и фактический материал

Для достижения обозначенной цели в качестве теоретической основы послужили исследования, опубликованные в соответствующих работах [Абдулжалимов и др., 2015; Ашабоков и др., 2017].

В качестве исходного материала использованы фактические данные наблюдений за среднесуточными температурами приземного воздуха «Центра гидрометеорологии и мониторинга» ГНКО Министерства окружающей среды Республики Армения за 80 лет и более (1935–2021 гг.) на шести метеорологических станциях за период с ноября по март. Так как метеорологические станции начинали свою деятельность в разное время (например, метеостанция Пушкинский перевал действует с 1963 г.), то для возможности сравнения результатов некоторые расчеты и построенные графики сделаны за общий период для всех станций – с 1963 г. Расположение метеостанций на водосборе р. Дебед показано на рис. 1. Река Дебед является экономически значимым объектом, на ее водосборе расположены сельскохозяйственные объекты, городские и промышленные инфраструктуры.

За холодное полугодие (или холодный период года) принимается период с ноября по март.

В исследовании применялись следующие методы: математико-статистический, экстраполяции, анализа, аналогии, корреляционный.

Следует отметить, что для выявления долгопериодных изменений климата используют модели нестационарного среднего двух видов: линейного тренда и ступенчатых изменений по отношению к базовой стационарной модели. В работах [Лобанов, Шадурский, 2010; Кириллина, Лобанов, 2015] было установлено, что модель ступенчатых изменений среднего значения является более эффективной, чем модель линейного тренда. Даже предварительный визуальный анализ свидетельствует о том, что модель ступенчатых изменений средних значений больше соответствует структуре ряда, чем модель тренда, хотя и она также может быть статистически значимой [Лобанов, Мамедов, 2018].

Результаты и обсуждение

На территории бассейна р. Дебед многолетние средние значения температуры воздуха в холодном полугодии за период с 1963–2021 гг. в среднем колеблются в пределах от $-3,5^{\circ}\text{C}$ (метеостанция Пушкинский перевал) до $+3,7^{\circ}\text{C}$ (метеостанция Баграташен) (табл. 1). С абсолютной высотой местности закономерно понижается средняя температура воздуха

(рис. 2). Значения последней на изучаемой территории с высотой на каждые 100 м в среднем за ноябрь понижаются на 0,48 °C, за декабрь – 0,49 °C, за январь – 0,51 °C, за февраль – 0,54 °C, за март – 0,58 °C. То есть с повышением температуры повышается также вертикальный градиент температуры воздуха. Однако в связи с воздействием местных факторов эта

закономерность может нарушаться. Например, из-за накопления холодных воздушных масс зимой в донной части котловины Лори на метеорологических станциях Катнарат и Мецаван, которые находятся выше, в январе среднее значение температуры выше, чем на станциях Ташир и Степанаван, которые находятся на дне котловины.

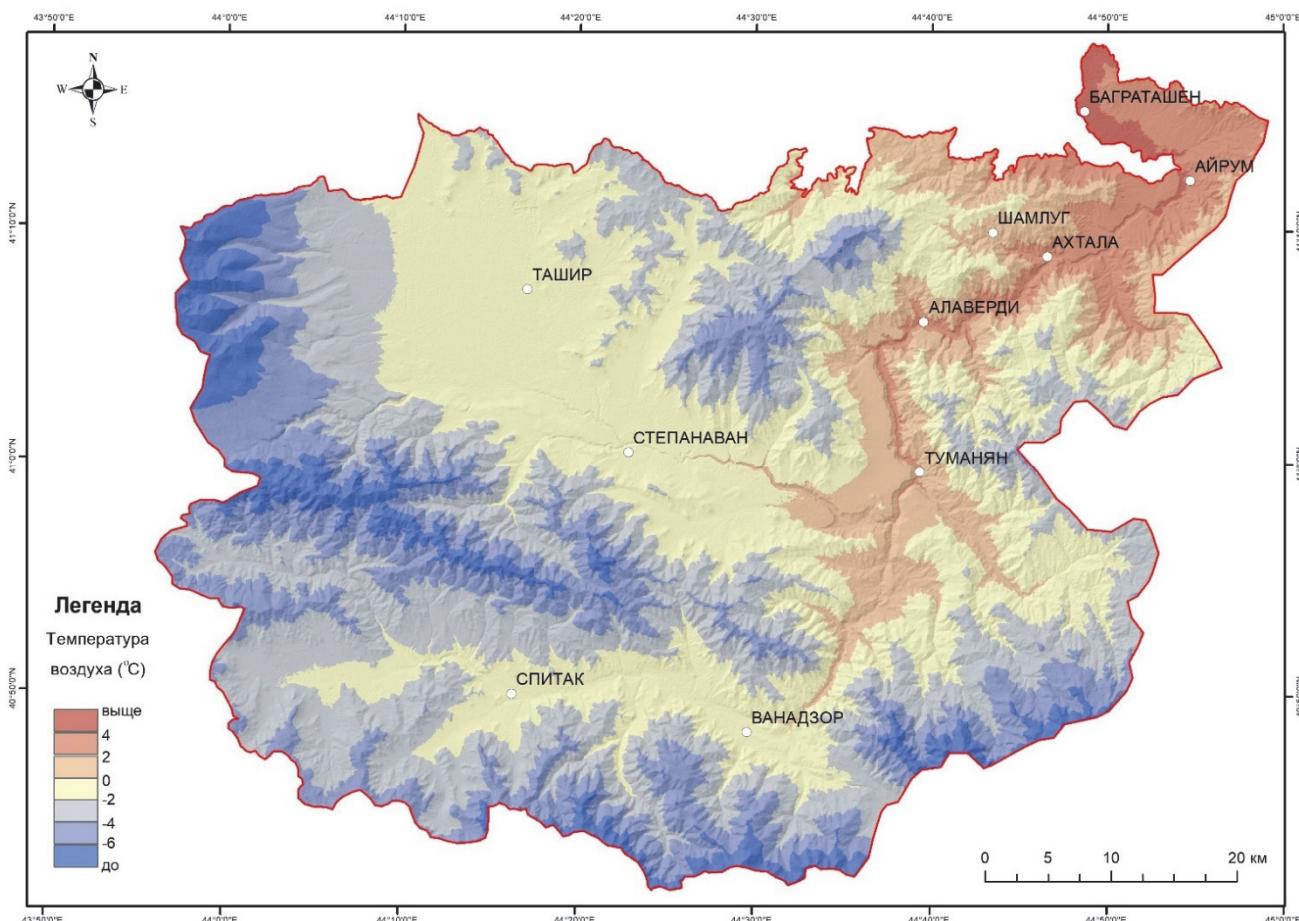


Рис. 1. Территориальное распределение температур воздуха в холодный период года

Fig. 1. Territorial distribution of air temperatures in the cold season

Значения температуры воздуха за холодное полугодие за период с 1963 до 2021 г.

Таблица 1

Air temperature values for the cold half of the year for the period from 1963 to 2021

Table 1

Метеорологическая станция	Высота, м	Месяц					За период			Среднегодовые
		XI	XII	I	II	III	Средняя	Минимальная	Абсолютный минимум	
Баграташен	451	7,1	2,4	0,8	2,2	6,5	3,7	0,4	-21	12,4
Ташир	1 507	2,3	-2,2	-4,6	-3,8	0,3	-1,6	-5,0	-34	6,3
Одзун	1 105	5,2	1,2	-0,8	0,0	3,6	1,9	-0,7	-24	9,5
Степанаван	1 397	3,3	-1,3	-3,4	-2,7	1,5	-0,5	-3,7	-28	7,3
Пушкинский перевал	2 066	0,6	-4,0	-6,2	-5,8	-2,2	-3,5	-6,2	-24	3,8
Ванадзор	1 376	4,1	-0,4	-2,5	-1,7	2,5	0,4	-2,9	-27	8,4

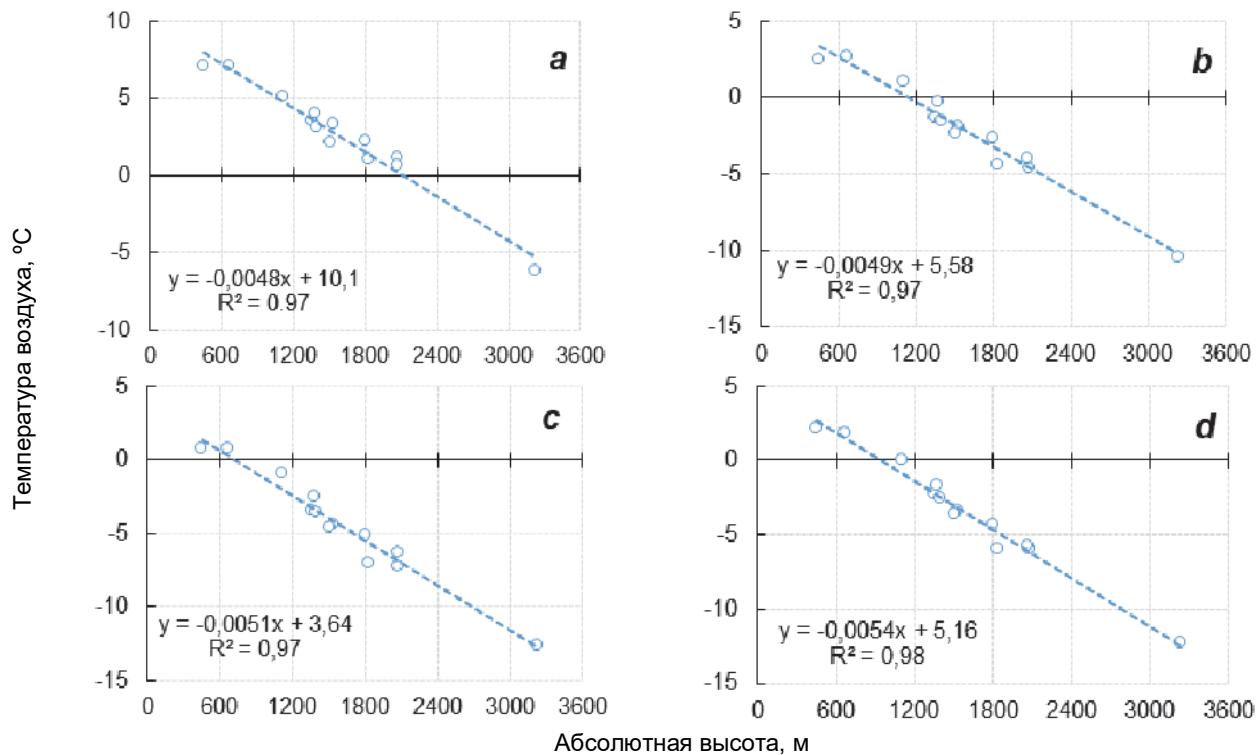


Рис. 2. Зависимость среднего значения ноябряской (а), декабряской (б), январской (с) и февральской (д) температур воздуха от абсолютной высоты на водосборе р. Дебед

Fig. 2. Dependence of the average values of the November (a), December (b), January (c) and February (d) air temperatures from absolute height on the catchment of Debed River

Используя полученные расчетные значения, построена карта распределения температур воздуха в холодный период года (см. рис. 1). Эту карту можно использовать для температур воздуха в холодный период года неизученных и малоизученных рек рассматриваемой территории. Значения температур воздуха в холодный период года с высотой понижаются: вертикальный градиент температуры воздуха в холодный период года составляет $0,52^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В бассейне реки Дебед значения температур воздуха в холодный период года для высот менее 1 000 м изменяются от 1,8 до $1,9^{\circ}\text{C}$, на высотах 1 000–2 000 м – от 2,0 до $-3,9^{\circ}\text{C}$, на высотах выше 2 000 м – от $-4,0^{\circ}\text{C}$ и меньше.

В течение холодного полугодия наблюдается хорошо выраженный ход средних месячных значений температуры воздуха. Обычно низкие отрицательные температуры наблюдаются в январе, кроме метеостанции Баграташен (451 м). Из шести метеорологических станций наименьшие значения средней январской месячной температуры наблюдаются на метеостанции Пушкинский перевал, а наибольшие – в Баграташене.

Эта закономерность характерна также для всех остальных месяцев холодного полугодия. В бассейне

р. Дебед сравнительно теплые зимы наблюдаются до высот 1 000–1 100 м. Там средняя многолетняя температура воздуха в январе близка к 0°C . Средняя месячная температура переходит на положительные в марте–апреле, когда наблюдается четко выраженное снеготаяние и половодье на реках.

Установлена тесная корреляционная связь между среднегодовыми значениями температуры воздуха и средними месячными значениями, а также средними значениями за холодное полугодие. В качестве примера на рис. 3 представлены графики этих взаимосвязей. Эти связи можно использовать для заблаговременной оценки термического режима воздуха.

Тесная корреляционная связь получена между средними значениями температуры воздуха за холодный период года на разных метеорологических станциях. На рис. 4 для примера представлены связи между средними значениями температуры воздуха за холодный период года на станциях Ташир и Ванадзор (рис. 4, a), Ташир и Степанаван (рис. 4, b). Эти связи можно использовать для восстановления отсутствующих данных.

В бассейне р. Дебед устойчивый переход среднесуточной температуры воздуха через 0°C в среднем наблюдается: с 3-й декады декабря до 3-й декады

февраля – до высоты 1 000–1 100 м, с конца ноября–начала декабря до 1-й и 2-й декады марта – на высотах 1 100–1 500 м и со второй половины ноября до конца марта – еще выше, с высот 1 400–1 500 м до 2 000–2 100 м (табл. 2). В табл. 2 представлены также

даты первого и последнего морозов, сроки и продолжительность отопительного периода. Видно, что с высотой перечисленные явления наблюдаются раньше по датам и, соответственно, отопительный сезон становится более продолжительным.

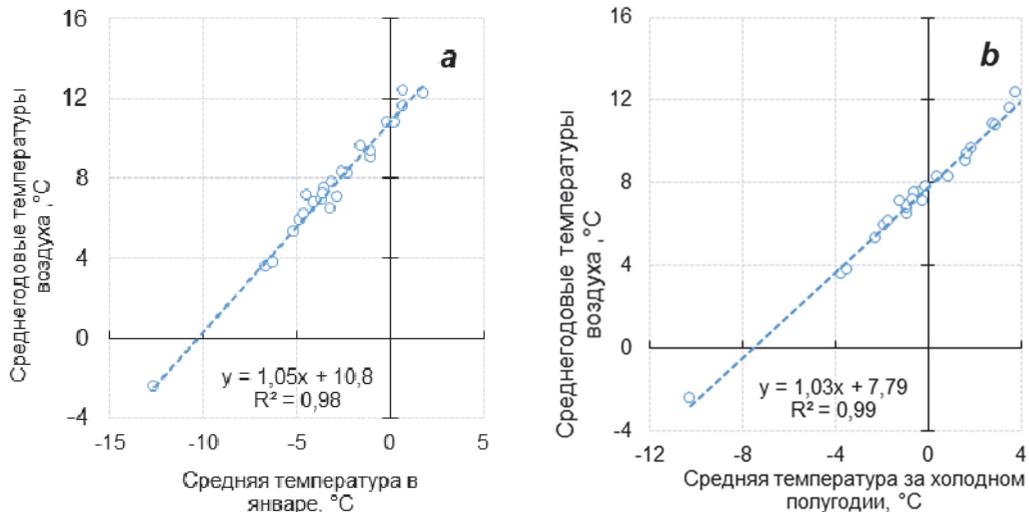


Рис. 3. Корреляционная связь между среднегодовой и среднеянварской температурой воздуха (а) и между среднегодовой и средней за холодное полугодие температурой воздуха (б) в бассейне р. Дебед

Fig. 3. Correlation between the average annual and average January air temperature (a) and between the average annual and average for the cold half of the year air temperature (b) in the river basin Debed

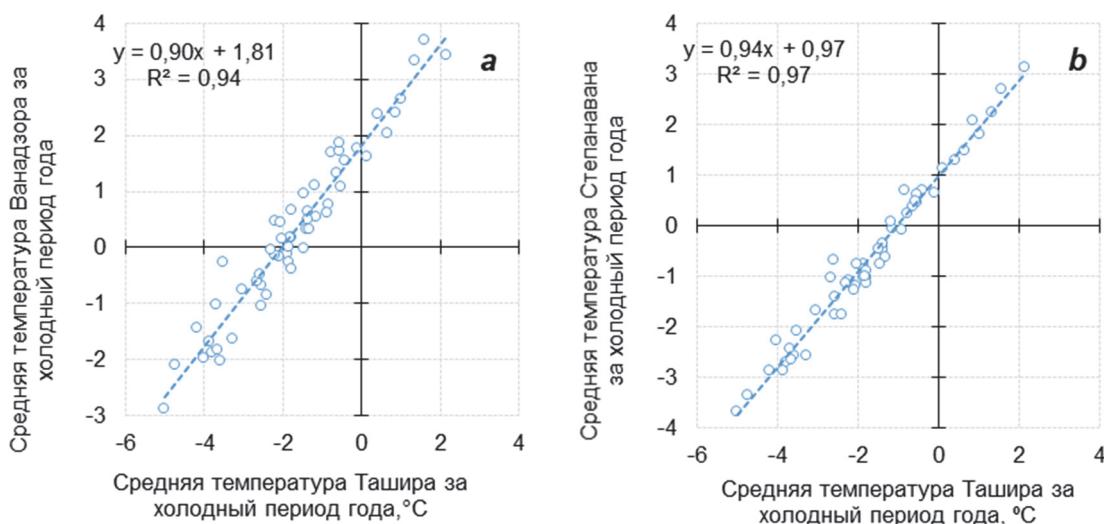


Рис. 4. Корреляционная связь между значениями средних температур Ташира и Ванадзора (а), Ташира и Степанавана (б) за холодный период года

Fig. 4. Correlation between the values of the average temperatures of Tashir and Vanadzor (a), Tashir and Stepanavan (b) for the cold season

Климатические характеристики температуры воздуха за холодный период года

Таблица 2

Climatic characteristics of air temperature for the cold season

Table 2

Метеорологическая станция	Сроки и продолжительность перехода среднесуточной температуры воздуха через 0 °C			Даты первого и последнего морозов		Сроки и продолжительность отопительного сезона		
	День, месяц		Продолжительность, дни	День, месяц		День, месяц		Продолжительность, дни
	Начало	Конец		Первого	Последнего	Начало	Конец	
Баграташен	–	–	–	5.XI	4.IV	07.XI	29.III	143
Ташир	28.XI	21.III	112	25.IX	18.V	13.X	27.IV	197
Одзун	28.XII	21.II	54	21.X	18.IV	27.X	11.IV	167
Степанаван	03.XII	11.III	97	6.X	7.V	17.X	23.IV	189
Пушкинский перевал	21.XI	30.III	128	12.X	13.V	30.IX	21.V	234
Ванадзор	05.XII	06.III	90	07.X	28.IV	20.X	18.IV	181

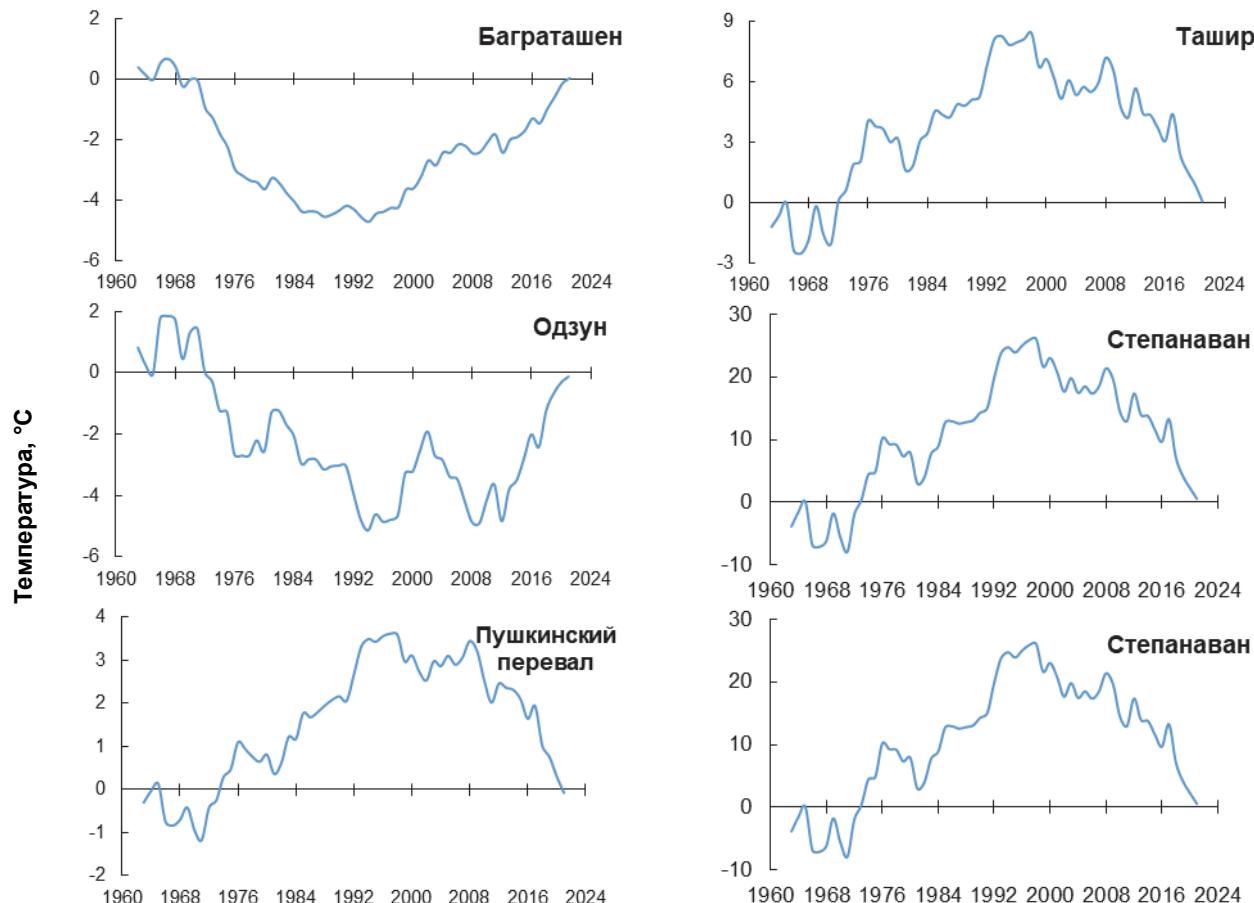
 $\Sigma(K - 1)$ 

Рис. 5. Разностно-интегральные кривые температуры воздуха за холодный период года

Fig. 5. Difference-integral curves of air temperature for the cold period of the year

Среди холодных зим особенно выделяются 1948/49, 1953/54, 1968/69, 1971/72, 1992/93, 2001/02 г. Почти на всех постах на р. Дебед в декабре–феврале отмечались ледовые явления. Теплыми были зимы в 1965/66, 1998/99, 2009/10, 2017/18 гг., когда на многих реках и на постах на р. Дебед не было отмечено

никаких ледовых явлений или они носили кратковременный характер.

Самым холодным полугодием за период 1964–2018 гг. в бассейне р. Дебед был 1971/72 г., когда средняя температура за ноябрь–март составила $-3,0^{\circ}\text{C}$, а самым теплым полугодием – 1965/66 г.,

когда средняя температура за ноябрь–март составила $3,2^{\circ}\text{C}$. Данные приведены при пространственном осреднении по рассматриваемому водосбору.

Для выявления периодичности и синхронности температуры воздуха построены разностные интегральные криевые (рис. 5). На оси абсцисс отложены годы, а на оси ординат – сумма отклонений от средней величины $\sum(K-1)$ (где K – модульный коэффициент температуры воздуха).

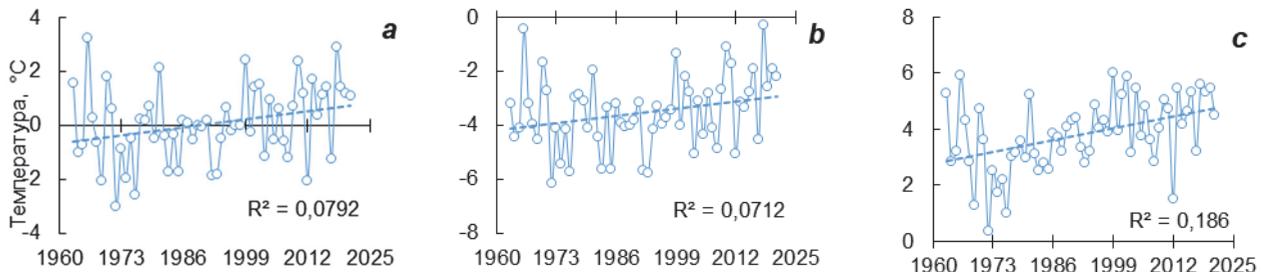


Рис. 6. Многолетние изменения средней температуры воздуха за холодное полугодие в бассейне р. Дебед при осреднении по территории (а) для метеостанций Пушкинский перевал (б) и Баграташен (с)

Fig. 6. Long-term changes in the average air temperature for the cold half a year in the river basin. Debed as a whole (a) for weather stations Pushkin pass (b) and Bagratashen (c)

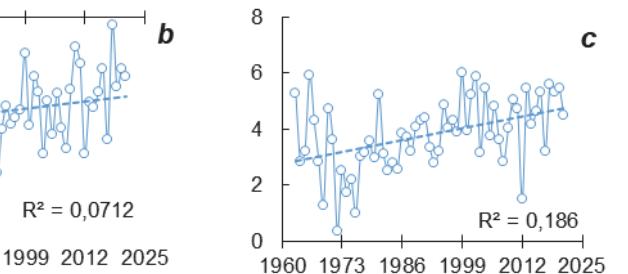
Оценены изменения средних температур воздуха холодного полугодия (ноябрь–март) как для всей территории бассейна Дебед (см. рис. 6, a), так и для каждой из действующих в настоящее время метеорологической станции в отдельности (рис. 6, b, c). Для примера для оценки изменений температур на разных высотах выбрана пара станций – высокогорная метеостанция Пушкинский перевал (2 066 м) (рис. 6, b) и низменная метеостанция Баграташен (451 м) (рис. 6, c). Во всех случаях линии тренда демонстрируют тенденцию повышения средних температур холодного полугодия за период 1963–2021 гг. Скорость изменения температур, соответственно, составляет $+0,226^{\circ}\text{C}/10$ лет, $+0,207^{\circ}\text{C}/10$ лет, $+0,323^{\circ}\text{C}/10$ лет. В среднем для бассейна р. Дебед с 1963 по 2021 г. средняя температура холодного полугодия повысилась на $1,3^{\circ}\text{C}$. Такие закономерности характерны как для Республики Армения [Маргарян, 2020; Маргарян и др., 2022], так и для других территорий планеты [Перова, Подрезов, 2013; Кочугова, 2015; Мешик, Рыжковская, 2015; Татарников и др., 2021].

Статистическая значимость линейного тренда оценивается с помощью критерия Стьюдента и по величине коэффициента детерминации R^2 (коэффициента корреляции). Величина R^2 показывает вклад линейного тренда в общую изменчивость параметра. Тенденция изменения считалась статистически значимой, если ее уровень достоверности был равен или превышал 95% ($p \geq 0,95$).

При использованном объеме выборки (61 лет) это соответствует величине $R^2 > 0,06$. Значения R^2 рас-

из рис. 5 видно, что на изучаемой территории характерно определенное периодическое изменение температуры воздуха за холодный период года, т.е. цикличность.

Одному полному циклу соответствует 45–50 лет, в котором можно выделить 5–10 подциклов непрерывных периодов с различным изменением температуры воздуха.



считаны для каждого графика и приведены на рисунках, что позволяет оценить достоверность соответствующего тренда.

Рассмотрены временные динамики дат наступления и окончания отопительного периода, а также его продолжительности. Исследования велись с использованием рядов температуры воздуха суточного разрешения.

Отопительный период начинается, когда происходит устойчивый переход средней суточной температуры воздуха через 8°C в сторону понижения, а заканчивается весной – после устойчивого перехода температуры воздуха через 8°C в сторону повышения. Устойчивым переходом считается однородная тенденция от заданных значений в течение пяти дней. При расчете теплопотерь здания необходимо знать среднюю температуру за отопительный период, а также минимальную суточную температуру и минимальную температуру за 5 дней. Эти характеристики приводятся в СНиП как вероятностные величины, но их современные значения могут отличаться вследствие климатического повышения температуры. В качестве дополнительных характеристик отопительного периода используются даты его начала и окончания, продолжительность первой (от даты начала до конца года) и второй (от начала года до даты окончания) частей периода, а также общая продолжительность отопительного периода [Шкляев, Шкляева, 2011; Шкляев, Полин, 2017].

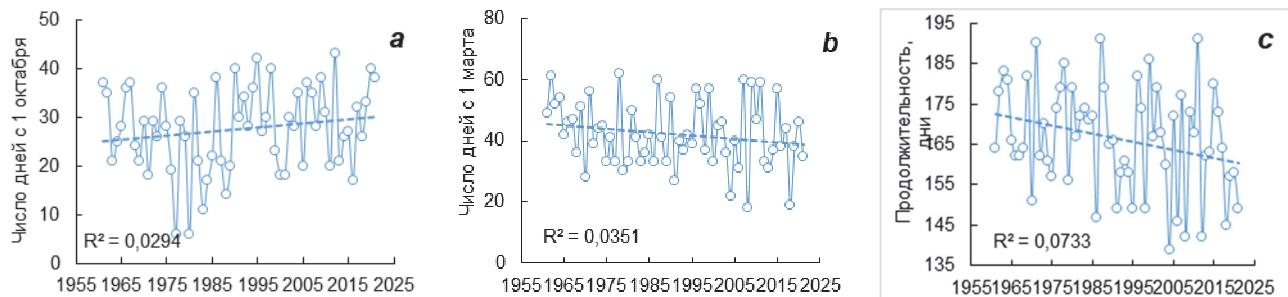


Рис. 7. Временной ход начала (а), конца (б) и продолжительности (с) отопительного периода по наблюдениям на метеорологической станции г. Ванадзор

Fig. 7. Time course of the beginning (a), end (b) and duration (c) of days heating period according to observations at the meteorological station of Vanadzor

Межгодовая динамика сроков отопительного периода в бассейне р. Дебед рассмотрена на примере метеорологической станции г. Ванадзор (см. рис. 7). Линии трендов показывают смещение за 61 год начала отопительного периода на более поздние сроки, а их окончание – на более ранние. Соответственно, уменьшилась и продолжительность отопительного периода. За период 1961–2021 гг. наблюдается запаздывание дат начала отопительного периода в среднем на 5 дней (рис. 7, а), а весной отопительный период заканчивается на 7 дней раньше (рис. 7, б), общая продолжительность сократилась на 12 дней (рис. 7, с). Изменение отопительного периода находится в прямой зависимости от динамики климатических условий, главным образом, от температуры воздуха в регионе. Данный факт, например, обсужден в работе [Маргарян, 2021]: сокращение отопительного периода происходит за счет повышения зимних температур.

Как видно на рис. 7, наиболее часто за 61-летний период начало отопительного сезона приходилось на середину третьей декады октября, конец – на начало первой декады апреля. Наиболее раннее наступление отопительного сезона приходится на 6 октября, а самое позднее – на 12 ноября, различие в сроках наступления составляет 38 дней. Самая ранняя дата окончания отопительного периода была отмечена 18 марта в 2008 г., а самая поздняя 01 мая в 1978 г., различие в сроках наступления составляет 44 дня.

В климатической доктрине Российской Федерации подчеркивается необходимость адаптации регионов к меняющимся климатическим условиям в целях их устойчивого развития [Климатическая..., 2009]. Следует отметить, что ряд климатических изменений имеет позитивные последствия, в частности, на территории России в последние десятилетия наблюдается сокращение отопительного периода и повышение средней температуры за этот период [Исаева,

Шерстюков, 1996; Кобышева и др., 2004; Переведенцев и др., 2014].

Анализируя полученные зависимости, можно отметить, что для рассматриваемой территории наблюдается закономерное повышение средней температуры холодного времени года, сокращение отопительного периода. Это свидетельствует о том, что в бассейне р. Дебед наблюдается смягчение зимы. Повышение средней температуры в холодное время года отражается на ледовом и температурном режиме рек. Даты появления ледовых явлений сместились на более поздние сроки, разрушение ледяного покрова происходит раньше обычного, продолжительность периода с ледовыми явлениями уменьшается [Маргарян, 2021; Маргарян, Вершинин, 2021].

Полученные результаты можно использовать при планировании отопительных работ на изучаемой территории, для разработки плана перспективного развития марта (области), в методиках прогнозирования объема стока весеннего половодья.

Заключение

Таким образом, в ходе проведения исследований были получены следующие результаты.

- Средняя месячная температура воздуха за период с ноября по март с 1963 по 2021 г. колеблется в пределах от $-3,5$ до $3,7$ $^{\circ}\text{C}$. С высотой местности средняя температура воздуха за холодный период года закономерно понижается – вертикальный градиент составляет $0,52$ $^{\circ}\text{C}/100$ м.

- Повсеместно наиболее низкие отрицательные температуры наблюдаются в январе, кроме метеостанции Баграташен (451 м). Январская месячная температура изменяется в пределах от $-6,2$ до $0,8$ $^{\circ}\text{C}$. Сравнительно теплые зимы наблюдаются до высот 1 000–1 100 м.

3. Установленные тесные корреляционные взаимосвязи между средними месячными значениями температуры воздуха, средними значениями за холодное полугодие и среднегодовыми значениями температуры воздуха можно использовать для заблаговременной оценки термического режима воздуха.

4. Установленные тесные корреляционные связи между средними значениями температуры воздуха за холодный период года на разных метеорологических станциях можно использовать для восстановления отсутствующих данных.

5. Устойчивый переход среднесуточной температуры воздуха через 0 °C в среднем наблюдается с 3-й декады декабря до конца марта, продолжительность холодного периода составляет от 54 до 128 дней, продолжительность отопительного сезона – от 143 до 234 дней.

6. На изучаемой территории характерно определенное периодическое изменение температуры воздуха за холодный период года. Одному полному циклу соответствует 45–50 лет, в котором можно выделить 5–10 подциклов непродолжительных периодов с различным изменением температуры воздуха.

7. Многолетние колебания средней температуры воздуха за период ноябрь–март характеризуются положительными трендами. В среднем по бассейну р. Дебед за период с 1963 по 2021 г. температура воздуха за ноябрь–март повысилась на 1,3 °C.

8. В г. Vanadzor общая продолжительность отопительного сезона незначительно уменьшается за счет смещения даты наступления периода на более позднее время и даты окончания – на более раннее время.

Список источников

Абдулжалимов А.А., Атаев З.В., Братков В.В. Современные климатические изменения высокогорных ландшафтов Северо-Восточного Кавказа // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2015. № 2. С. 86–94.

Ашабоков Б.А., Ташилова А.А., Кешева Л.А., Теунова Н.В., Таубекова З.А. Климатические изменения средних значений и экстремумов приповерхностной температуры воздуха на юге европейской территории России // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. Т. 1. С. 5–19.

Багдасарян А.Б. Климат Армянской ССР. Ереван : Изд-во АН АрмССР, 1958. 151 с.

Ивлиева О.В., Хованова Н.В., Ромаданова О.А. Многолетняя динамика температуры воздуха в Таганроге // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2010. № 1. С. 116–119.

Исаева А.А., Шерстюков Б.Г. Колебания климатических характеристик отопительного периода и оценка возможностей их сверхдолгосрочного прогноза (на примере Москвы) // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 1996. № 2. С. 68–75.

Кириллина К.С., Лобанов В.А. Оценка современных климатических изменений температуры воздуха на территории Республики Саха (Якутия) // Ученые записки РГГМУ. 2015. № 38. С. 137–151.

Климатическая доктрина Российской Федерации. М., 2009. 20 с.

Климатический справочник. Ч. I. Температура воздуха и почвы. Ереван, 2011. 150 с. На армян. яз.

Кобышева Н.В., Клюева М.В., Александрова А.А., Булыгина О.Н. Климатические характеристики отопительного периода в субъектах Российской Федерации в настоящем и будущем // Метеорология и климатология. 2004. № 8. С. 46–52.

Кочугова Е.А. Изменчивость зимних минимальных температур воздуха в Предбайкалье // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2015. Т. 13. С. 98–110.

Лобанов В.А., Маммедов С.А. Оценка климатических изменений температуры воздуха и их устойчивости на территории Центральной Азии // Ученые записки РГГМУ. 2018. № 51. С. 22–36.

Лобанов В.А., Шадурский А.Е. Применение эмпирико-статистических методов для моделирования и анализа климатических изменений // Ученые записки РГГМУ. 2010. № 14. С. 73–88.

Маргарян В.Г. Изменчивость зимних экстремальных низких температур приземного слоя воздуха в бассейне озера Севан (Армения) // Устойчивое развитие горных территорий. 2020. Т. 12, № 4 (46). С. 523–531. doi: 10.21177/1998-4502-2020-12-4-523-531.

Маргарян В.Г. Ледовый режим рек бассейна Дебед, Армения // Лёд и Снег. 2021. № 61(2). С. 248–261. doi: 10.31857/S2076673421020086

Маргарян В.Г., Вершинин Д.А. Проявления изменения климата в ледовом режиме рек бассейна р. Дебед (Армения) // Геосферные исследования. 2021. № 1. С. 94–103. doi: 10.17223/25421379/18/8

Маргарян В.Г., Аветисян Г.Д., Саргсян А.Т., Маргарян П.Н. Закономерности пространственно-временного распределения абсолютных минимальных температур приземного слоя воздуха в бассейне озера Севан // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2022. Т. 86, № 2. С. 232–242. doi: 10.31857/S2587556622020078

Мешник О.П., Рыжковская И.А. Экстремальные температуры воздуха на территории Беларуси // Вестник Брестского государственного технического университета. 2015. № 2. С. 84–91.

Нерсесян А.Г. Климат Армении. Ереван, 1964. 304 с. На армян. яз.

Переведенцев Ю.П., Гимранова А.Б., Шарипова М.М., Аухадеев Т.Р. Современные изменения климатических характеристик отопительного периода в Казани // Ученые записки Казанского университета. Естественные науки. 2014. Т. 156, кн. 4. С. 123–130.

Перова М.В., Подрезов О.А. Режим температуры воздуха в холодное полугодие и климатические параметры отопительного периода на территории Северного, Северо-Западного Киргизстана. Бишкек : Изд-во КРСУ, 2013. 181 с.

Справочник по климату СССР. Вып. 16. Ч. II. Температура воздуха и почвы. Л. : Гидрометеоиздат, 1966. 214 с.

Суренян Г.Г. Синоптический анализ барических полей, формирующих погодно-климатические условия Республики Армения : дис. ... канд. геогр. наук. Ереван, 2010. 145 с. На армян. яз.

Татарников В.О., Гаврилова Е.В., Азмухамбетова Д.Х. Изменение увлажненности Прикаспийского региона России в связи с глобальным потеплением // Геосферные исследования. 2021. № 4. С. 103–109. doi: 10.17223/25421379/21/9

Шкляев В.А., Полин Д.Н. Районирование территории Пермского края по показателям отопительного периода // Географический вестник. 2017. № 4 (43). С. 123–135. doi: 10.17072/2079-7877-2017-4-123-135

Шкляев В.А., Шкляева Л.С. Характеристики отопительного периода в г. Перми и их временные изменения // Географический вестник. 2011. № 1 (16). С. 44–48.

Armenia's fourth national communication on climate change. 2020. 213 p.

References

Abdulzhalimov A.A., Ataev Z.V., Bratkov V.V. *Sovremennye klimaticheskie izmeneniya vysokogornykh landshaftov Severo-Vostochnogo Kavkaza* [Modern climate changes of high-mountain landscapes of the North-Eastern Caucasus] // *Izvestiâ Dagestanskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta. Seriâ Estestvennye i točnye nauk* [Dagestan State Pedagogical University. Journal. Natural and Exact Sciences]. 2015. 2. pp. 86–94. In Russian

Ashabokov B.A., Tashilova A.A., Kesheva L.A., Teunova N.V., Taubekova Z.A. *Klimaticheskiye izmeneniya srednikh znacheniy i ekstremumov pri poverkhnostnoy temperatury vozdukha na yuge yevropeyskoy territorii Rossii* [Climatic changes of mean and extreme values of surface air temperature in the south of European Russia] // *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya* [Fundamental and applied climatology]. 2017. V. 1. pp. 5–19. In Russian

Baghdasaryan A.B. *Klimat Armyanskoy SSR* [The climate of Armenian SSR]. Yerevan: Publishing House of the Armenian SSR Academy of Sciences, 1958. 151 p. In Russian

Ivlieva O.V., Khovanova N.V., Romadanova O.A. *Mnogoletnyaya dinamika temperatury vozdukha v Taganroge* [Long-term dynamics of air temperature in Taganrog] // *Izvestiya vuzov. Severo-Kavkazskiy region. Yestestvennye nauki* [Bulletin of higher education institutes North Caucasus region. Natural sciences]. 2010. No. 1. pp. 116–119. In Russian

Isaeva A.A., Sherstyukov B.G. *Kolebaniya klimaticeskikh kharakteristik otopitel'nogo perioda i otseinka vozmozhnostey ikh sverkhdolgosrochnogo prognoza (na primere Moskvy)* [Variations in the climate characteristics of the heating season and the evaluation of their potential for very-long-term forecasting (taking Moscow as an example)] // *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya* [Moscow University Bulletin. Series 5, Geography]. 1996. No. 2. pp. 68–75. In Russian

Klimaticeskaya doktrina Rossiyskoy Federatsii [Climate Doctrine of the Russian Federation]. Moscow, 2009. 20 p. In Russian

Kirillina K.S., Lobanov V.A. *Otsenka sovremennykh klimaticeskikh izmeneniy temperatury vozdukha na territorii respubliki Sakha (Yakutiya)* [Assessment of modern climatic changes of air temperature in the territory of the Republic of Sakha (Yakutia)] // *Uchenyye zapiski RGGMU* [Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University (RSHU)]. 2015. No. 38. pp. 137–151. In Russian

Klimaticeskiy spravochnik [Climatic handbook]. Part 1. Air and soil temperature. Yerevan, 2011. 150 p. In Armenian.

Kobysheva N.V., Klyueva M.V., Aleksandrova A.A., Bulygina O.N. [Climate characteristics of the heating season in the subjects of the Russian Federation in the present and the future] // *Meteorologiya i klimatologiya* [Meteorology and climatology]. 2004. No. 8, pp. 46–52. In Russian

Kochugova E.A. *Izmenchivost' zimnikh minimal'nykh temperatur vozdukha v Predbaykal'ye* [Variability of winter minimum temperatures at Predbaikalia] // *Izvestiya Irkutskogo gosudarstvennogo universiteta, seriya «Nauki o Zemle»* [Bulletin of Irkutsk State University, series «Earth Sciences»]. 2015. V. 13. pp. 98–110. In Russian

Lobanov V.A., Mammedov S.A. *Otsenka klimaticeskikh izmeneniy temperatury vozdukha i ikh ustoychivosti na territorii tsentral'noy Azii* [Assessment of climatic changes in air temperature and their stability in Central Asia] // *Uchenyye zapiski RGGMU* [Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University (RSHU)]. 2018. No. 51. pp. 22–36. In Russian

Lobanov V.A., Shadursky A.E. *Primeneniye empiriko-statisticheskikh metodov dlya modelirovaniya i analiza klimaticeskikh izmeneniy* [Application of empiric-statistical methods for modeling and analysis of climatic changes] // *Uchenyye zapiski RGGMU* [Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University (RSHU)]. 2010. No. 14. pp. 73–88. In Russian

Margaryan V.G. *Izmenchivost' zimnikh ekstremal'nykh nizkikh temperatur prizemnogo sloya vozdukha v basseyne ozera Sevan (Armeniya)* [Variability of winter extreme low temperatures of the surface air layer in the lake Sevan basin (Armenia)] // *Sustainable development of mountain territories*. 2020. V. 12, No. 4 (46). pp. 523–531. In Russian

Margaryan V.G. *Ledovyy rezhim rek basseyna Debed, Armeniya* [Ice regime of the rivers of the Debed basin, Armenia] // *Lod i Sneg* [Ice and Snow]. 2021. No. 61 (2). pp. 248–261. In Russian

Margaryan V.G., Vershinin D.A. *Proyavleniya izmeneniya klimata v ledovom rezhime rek basseyna r. Debed (Armeniya)* [Manifestations of climate change in the ice regime of the rivers of the Debed river basin (Armenia)] // *Geofernyye issledovaniya* [Geosphere Research]. 2021. No. 1. pp. 94–103. doi: 10.17223/25421379/18/8. In Russian

Margaryan V.G., Avetisyan G.D., Cargsyan A.T., Margaryan P.N. Regularities of Spatio-Temporal Distribution of Absolute Minimum Temperatures of Surface Air Layer in Lake Sevan Basin // *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya* [Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Geographical Series]. 2022. V. 86, No. 2., pp. 232–242. doi: 10.31857/S2587556622020078. In Russian

Meshik O.P., Ryzhkovskaya I.A. *A Ekstremal'nyye temperatury vozdukha na territorii Belarusi* [Extremal temperatures of air on the territory of Belarus] // *Vestnik Brestskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo universiteta* [Bulletin of the Brest State Technical University]. 2015. No. 2. pp. 84–91. In Russian

Nersesyan A.G. *Klimat Armenii* [Climate of Armenia]. Yerevan, 1964. 304 p. in Armenian

Perevedentsev Yu.P., Gimranova A.B., Sharipova M.M., Aukhadeev T.R. *Sovremennye izmeneniya klimaticeskikh kharakteristik otopitel'nogo perioda v Kazani* [Contemporary changes in the climate characteristics of the heating season in Kazan] // *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki* [Proceedings of Kazan University. Natural Sciences Series]. 2014. No. 156 (4). pp. 123–130. In Russian

Perova M.V., Podrezov O.A. *Rezhim temperatury vozdukha v kholodnoye polugodiye i klimaticeskiye parametry otopitel'nogo perioda na territorii Severnogo, Severo-zapadnogo Kyrgyzstana* [The air temperature mode in the cold half-year and climatic parameters

of the heating period in the territory of northern and north-western Kyrgyzstan]. Bishkek: Publishing house of KRSU 2013. 181 p. In Russian

Spravochnik po klimatu SSSR [USSR climate guide]. Part 2. Issue 16. Air and soil temperature. Leningrad: Gidrometeoizdat publ., 1966. 214 p. in Russian

Surenyan G.G. *Sinopticheskiy analiz baricheskikh poley, formiruyushchikh pogodno-klimaticheskiye usloviya Respubliki Armeniya* [Synoptic analysis of baric fields forming the climatic conditions of the Republic of Armenia]. Thesis for the degree of cand. geographical sciences. Yerevan, 2010, p. 145. In Armenian

Tatarnikov V.O., Gavrilova E.V., Azmukhambetova D.Ch. *Izmeneniye uvlazhnennosti Prikaspinskogo regiona Rossii* [Changes in the moisture of the caspian region of Russia due to global warming] // *Geosfernyye issledovaniya – Geosphere Research*. 2021. No. 4. pp. 103–109. doi: 10.17223/25421379/21/9. In Russian

Shklyaev V.A., Polin D.N. *Rayonirovaniye territorii Permskogo kraja po pokazatelyam otopitel'nogo perioda* [The Perm region zoning in terms of the heating period] // *Geographical bulletin* [Geograficheskiy vestnik]. 2017. No 4 (43). pp. 123–135. doi: 10.17072/2079-7877-2017-4-123-135. In Russian

Shklyaev V.A., Shklyaeva L.S. *Harakteristiki otopitel'nogo perioda v Permi i ih vremennie izmeneniya* [Characteristics of the heating period in the city of Perm and temporary changes] // *Geographical Bulletin* [Geograficheskiy vestnik]. 2011. No. 1 (16). pp. 44–48. In Russian

Armenia's fourth national communication on climate change. 2020. 213 p.

Информация об авторах:

Маргaryan В.Г., кандидат географических наук, доцент, кафедра физической географии и гидрометеорологии, Ереванский государственный университет, Ереван, Армения.

E-mail: vmargaryan@ysu.am

Гайдукова Е.В., кандидат технических наук, доцент, кафедра инженерной гидрологии, Российский государственный гидрометеорологический университет, Институт гидрологии и океанологии, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: oderiut@mail.ru

Седракян А.М., кандидат физико-математических наук, доцент, факультет прикладных математики и физики, Национальный политехнический университет Армении, Ереван, Армения.

E-mail: asedrakyan.phys@gmail.com

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Margaryan V.G., Cand. Sci. (Geography), Assistant Professor, Department of Physical Geography and Hydrometeorology, Yerevan State University, Yerevan, Armenia.

E-mail: vmargaryan@ysu.am

Gaidukova E.V., Cand. Sci. (Technic.), Associate Professor, Department of Engineering Hydrology, Russian State Hydrometeorological University, Institute of Hydrology and Oceanology, St. Petersburg, Russia/

E-mail: oderiut@mail.ru

Sedrakyan A.M., Cand. Sci. (Phys.-Math.), Associate Professor of the Department of Physics, Faculty of Applied Mathematics and Physics, National Polytechnic University of Armenia (NPUA), Yerevan, Armenia.

E-mail: asedrakyan.phys@gmail.com

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 30.04.2022; одобрена после рецензирования 24.10.2023; принята к публикации 18.03.2024

The article was submitted 30.04.2022; approved after reviewing 24.10.2023; accepted for publication 18.03.2024

Научная статья

УДК 551.583.1

doi: 10.17223/25421379/30/10

СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ РИСКИ РЕСПУБЛИКИ АЛТАЙ В КОНТЕКСТЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Ксения Сергеевна Савенко¹, Ольга Петровна Николаева²,
Валентина Александровна Ситникова³, Роман Владимирович Любимов⁴

^{1, 2, 3, 4} Горно-Алтайский филиал Института водных и экологических проблем СО РАН, Горно-Алтайск, Россия

² Горно-Алтайский государственный университет, Горно-Алтайск, Россия

^{1, 2, 3} geoekol04@mail.ru

² nikooool@mail.ru



Аннотация. Рассмотрены тенденции изменения основных климатических параметров (температура, осадки, ветер) на территории Республики Алтай за период 1960–2020 гг. Приведены результаты анализа повторяемости опасных метеорологических и гидрологических явлений. Даны оценка экономических и социальных рисков в условиях изменяющихся климатических условий.

Ключевые слова: Республика Алтай, изменение климата, опасные гидрометеорологические явления, экономические и социальные риски

Благодарности: авторы выражают благодарность за научные консультации д-ру геогр. наук, профессору Горно-Алтайского государственного университета М.Г. Суховой, а также за всестороннюю помощь в сборе, обработке гидрометеорологических данных специалисту Горно-Алтайского отделения филиала «СРЦ ГМСН» М.С. Достоваловой. Работа выполнена в рамках государственного задания ИВЭП СО РАН № FUFZ-2021-0007.

Для цитирования: Савенко К.С., Николаева О.П., Ситникова В.А., Любимов Р.В. Социально-экономические риски Республики Алтай в контексте региональных изменений климата // Геосферные исследования. 2024. № 1. С. 163–177. doi: 10.17223/25421379/30/10

Original article

doi: 10.17223/25421379/30/10

SOCIO-ECONOMIC RISKS OF THE ALTAI REPUBLIC IN THE CONTEXT OF REGIONAL CLIMATE CHANGE

Ksenia S. Savenko¹, Olga P. Nikolaeva², Valentina A. Sitnikova³, Roman V. Lybimov⁴

^{1, 2, 3, 4} Gorno-Altaisk Branch of the Institute of Water and Environmental Problems SB RAS, Gorno-Altaisk, Russia

² Gorno-Altaisk State University, Gorno-Altaisk, Russia

^{1, 3, 4} geoekol04@mail.ru

² nikooool@mail.ru

Abstract. The analytical data accumulated over the past decades on the processes of changes in the main climatic parameters on the territory of the Altai Republic indicate an increase in negative consequences, including an increase in the number and intensity of dangerous meteorological and hydrological phenomena. At the same time, the expansion of the time scales of meteorological data and their spatial analysis remains relevant. This paper presents the results of comparing the average annual and seasonal values of temperature and precipitation for two 30-year periods – 1961–1990 and 1991–2020. For the first time, a quantitative assessment of socio-economic risks for the population and infrastructure in all administrative districts of the Altai Republic was carried out.

It is established that the average annual air temperatures in the region have increased by an average of 1.0 °C over the past 30 years, mainly due to the spring-winter season. The least intense deviations from the norm of temperatures are observed in the mid-mountain zone and on the watersheds of the highlands. The increase in air temperature anomalies is from the northwest (0.4–0.8 °C) to the north (1.3–1.4 °C), south (1.1–1.6 °C) and especially to the southeastern periphery of the region (1.9 °C). The maximum temperature increase in the surface air layer in all seasons of the year is observed in the area of the Kosh-Agach weather station.

Everywhere in the Altai Republic, the amount of spring precipitation has increased and the amount of autumn precipitation has decreased. At the same time, the maximum levels of precipitation deviation from the norm of 1961–1990 do not exceed 40 mm. In

parallel with the processes of increasing air temperature and changing precipitation regime in the region, there is an increase in the frequency and intensity of dangerous meteorological and hydrological phenomena, as well as signs of changes in the hydrological regime of the main rivers of the region. In particular, this is confirmed by the intensification of flood floods in recent decades, provoked by heavy precipitation falling in a short time.

At the same time, during the period 1991–2021, damage from 306 dangerous and adverse weather events was registered on the territory of the Altai Republic. Thus, only about 42 % of the previously noted dangerous phenomena caused damage, which is explained by the spread of some dangerous phenomena in areas with weak economic activity or in its complete absence.

The highest values of economic risk are observed in territories where the increased frequency of extreme events, high population density and well-developed infrastructure are combined. At the same time, the significance of these risk components is different. For example, in Gorno-Altaysk and the Mayminsky district, the main role is played by a high population density, and in the Turochaksky district there is a high frequency of dangerous phenomena (strong wind, very heavy rains, large hail, icy phenomena).

Keywords: Climate change, climate risks, damage

Acknowledgments: the authors express their gratitude for the scientific advice of M.G. Sukhova, PhD, Professor of the Gorno-Altai State University, as well as for the comprehensive assistance in collecting and processing hydrometeorological data to M.S. Dostovalova, specialist of the Gorno-Altai branch of the SRC GMSN branch. The work was carried out in the framework of State Assignment of IWEP SB RAS No. FUFZ-2021-0007.

For citation: Savenko K.S., Nikolaeva O.P., Sitnikova V.A., Lybimov R.V. (2024) Socio-economic risks of the Altai Republic in the context of regional climate change. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 1. pp. 163–177. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/30/10

Введение

Известно, что горные регионы одними из первых реагируют на изменения климатических условий, в том числе за счёт увеличения частоты и интенсивности опасных метеорологических и гидрологических явлений (далее ОМЯ и ОГЯ), приводящих к наводнениям, оползням, лавинам, способным нанести существенный вред населению и инфраструктуре [Кужевская и др., 2020]. При этом ограниченность земельных ресурсов в условиях горного рельефа приводит к концентрации населенных пунктов и инфраструктурных объектов в долинах крупных рек, что также является фактором, повышающим социально-экономические риски в условиях изменения климата.

Так [Аванесян, Сухова, 2011; Аванесян, 2013], установили, что с 1988 г. на реках Катунь и Бия наблюдалось увеличение вероятности формирования высоких максимумов уровня воды в период половодья с выходом её на пойму, но вместе с тем сокращалась продолжительность половодья. Основной причиной этого авторы считают рост весенних температур, провоцирующих одновременное снеготаяние в нескольких высотных зонах. В годы до интенсивного потепления (1946–1976 гг.) снеготаяние на разных уровнях бассейнов отмеченных рек было разнесено по времени, в более высоких высотных зонах оно сдвигалось на летние месяцы.

По данным [Семенов, 2009], в Западно-Сибирском регионе за период 1991–2008 гг. из 80 случаев наводнений с зафиксированным ущербом 70 % приходились на горные и предгорные районы Алтая и Западных Саян. При этом средняя продолжительность опасных наводнений в этих районах достигала 7 сут, тогда как на территории России – 5 сут.

На увеличение социально-экономических рисков от наводнений в настоящее время влияет и фактор расширения жилой застройки в региональном и районных центрах, в том числе за счет турбаз и «зеленых домов», построенных после 2000 г. в непосредственной близости от береговой зоны рек, в северной части республики – Чемальский, Туровчакский и Майминский районы [Доклад..., 2022]. По данным Горно-Алтайского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды – филиала Федерального государственного бюджетного учреждения «Западно-Сибирское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» (Горно-Алтайский ЦГМС), именно северные районы Республики Алтай характеризуются наиболее высокой после высокогорья повторяемостью ОМЯ и ОГЯ.

На фоне постоянного роста потока туристов (с 2021 г. превышает 2 млн человек в год [Доклад..., 2022]) и расширения областей их временного и постоянного пребывания в отдаленных и труднодоступных высокогорных районах республики возрастают риски от схода лавин, селей, камнепадов и сильных ветров. Последние характерны для районов высокогорных метеостанций Ак-Кем и особенно Кара-Тюрек.

Ряд авторов также отмечают [Krasnoyarova и др., 2015; Кужевская и др., 2020], что долгосрочное повышение температуры воздуха в сочетании со снижением сумм зимних осадков, сокращением числа дней с устойчивым снежным покровом в конечном счете негативно сказываются на развитии горнолыжного туризма, активно развивающегося на территории региона в последние годы.

В другой важной для Республики Алтай отрасли – сельском хозяйстве, по мнению авторов

[Krasnoyarova и др., 2015, Кужевская и др., 2020] также могут проявляться негативные последствия в результате изменения климатических параметров. При продолжении тенденций потепления, снижения осадков и увеличения дней с аномально жаркой погодой в таких традиционных для растениеводства районах, как Уймонская и Канская котловины, усложняются агроклиматические условия. Соответственно, необходимым станет переход к традиционному для горных условий отгонно-пастбищному животноводству, которое вместе с тем при сохранении нестабильности продуктивности сельхозугодий и повышении рисков весенне-осенних заморозков, засух, ливневых дождей также потребует разработки и принятия экологических и экономических мер для поддержки отрасли.

Тенденции роста температуры в Горном Алтае в настоящее время очевидны и отмечаются во многих работах [Харламова 2006, 2010; Сухова, Модина, 2007; Аванесян, Сухова, 2011; Изменение..., 2011; Кобышева и др., 2015; Кужевская и др., 2020]. В качестве основных причин изменения климата предполагается перестройка других климатических параметров разного масштаба, что подтверждается совпадением изменения хода среднегодовой температуры приземного воздуха в масштабах региона, России и земного шара [Бурлакова и др., 2011].

М.В. Сыромятнина [2010] изучив данные 14 метеостанций за период 1935(40)–2004 гг. с применением спектрального анализа, выявила некоторую циклическую составляющую в изменениях сезонных температур воздуха и количества осадков на Алтае. Наиболее четко в изменениях основных климатических параметров во все сезоны проявлялись высокочастотные колебания с периодом 2–3,5 года, согласующиеся с квазидвухлетними циклами циркуляции в атмосфере. В разной степени проявлялись и циклы, вероятно соответствующие солнечной активности, продолжительностью 10–11,7 лет. Наиболее четко эти циклы видны в изменениях среднелетних температур.

Другие авторы [Паромов и др., 2001] доказывают, что в бассейнах Верхней и Средней Оби изменение приземной температуры воздуха и атмосферных осадков тесно связано с произошедшей перестройкой атмосферной циркуляции. При этом отмечается, что с высотой скорость прироста годовых температур в основном снижается, за исключением котловин, в которых наблюдается зависимость между приростом температуры в приземном слое воздуха и параметром котловинности. Аналогичные исследования проведены горно-алтайскими учеными М.Г. Суховой и Т.Д. Модиной [Сухова, Модина, 2007]. В данной работе выявлена тесная связь термических условий разных сезонов с особенностями общециркуляционных процессов над территорией Горного Алтая за период 2001–2005 гг.

По мнению [Шерстюков, 2008], увеличение количества облачности, обусловленное усилением цикличности в последние десятилетия на территории России, способствовало дополнительному потеплению климата в холодное полугодие (парниковый эффект облачности) и ослаблению потепления в теплое полугодие (экранирующий эффект).

И.В. Кужевская и соавт. [2020] отмечают отчетливое влияние изменений атмосферной циркуляции не только на режим атмосферных осадков, но и на возникновение экстремальных погодных явлений, среди которых в Горном Алтае наводнения и паводки в результате сильных дождей приводят к наибольшим экономическим последствиям.

В работе [Зуев и др., 2019] выдвигается предположение, что повышение температуры воздуха в холодный период в регионе может быть результатом не только повсеместного потепления, но и наблюдающегося на юге Западной Сибири увеличения числа дней с оттепелями. Ощутимым последствием здесь являются фиксируемые изменения в ледовом и водном режиме рек. Так, на р. Майме, протекающей в низкогорной части республики, на фоне уменьшения продолжительности устойчивого морозного периода фиксируются более ранние даты вскрытия и замерзания реки.

Таким образом, накопленные за последние десятилетия аналитические данные о процессах изменения основных климатических параметров на территории Республики Алтай свидетельствуют об усилении негативных последствий, в том числе фиксируется увеличение количества и интенсивности ОМЯ и ОГЯ. При этом актуальным остается расширение временных масштабов метеоданных и их пространственный анализ. В данной работе представлены результаты сравнения среднегодовых и сезонных значений температуры и суммы осадков за два 30-летних периода – 1961–1990 гг. и 1991–2020 гг., а также в первом приближении (из-за отсутствия доступа к полной базе данных) проанализированы тенденции изменения на территории региона скорости ветра. Впервые проведена количественная оценка социально-экономических рисков для населения и инфраструктуры по всем административным районам Республики Алтай.

Материалы и методика исследования

При оценке особенностей изменений температурного режима и осадков анализировались их средние многолетние значения, предоставленные Горно-Алтайским ЦГМС и ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», месячного разрешения в периоды 1961–1990 гг. (базовая климатическая норма, рекомендованная ВМО) и 1991–2020 гг. (новая климатическая норма, действует

по распоряжению Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды с 1 июля 2022 г.).

Данные по ОМЯ также предоставлены Горно-Алтайским ЦГМС за период 1998–2020 г. Информация по опасным гидрометеорологическим явлениям доступна на официальном сайте ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» (<http://aisori-m.meteo.ru/>) за период 1992–2021 гг.

Статистическая обработка данных производилась с помощью стандартных инструментов MS Excel. Карточесхемы выполнялись с использованием модуля ArcGis 10.4.1 и дополнительно обрабатывались в программе CorelDRAW X3.

Оценка влияния ОМЯ и ОГЯ на безопасность населения и хозяйственные объекты Республики Алтай включала следующие этапы:

- определение повторяемости опасных явлений (ОЯ) в разрезе муниципальных районов Республики Алтай;
- оценка уязвимости территории и населения муниципальных районов Республики Алтай по отношению к ОЯ;
- оценка экономических и социальных рисков от ОЯ;
- оценка пространственного распределения ОЯ и связанных с ними социально-экономических рисков на территории региона.

Для расчета повторяемости опасных явлений применялись формулы (1), (2), рекомендованные Главной геофизической обсерваторией им. А.И. Войкова (ФГБУ «ГГО») [Кобышева и др., 2015]. Формула (1) применима для явлений, наблюдаемых один раз в году, (2) – несколько раз в году:

$$p = n / N, \quad (1)$$

$$p = N' / N, \quad (2)$$

где p – повторяемость лет с явлением; n – число ОЯ за весь период наблюдений; N – число лет наблюдений; N' – число лет с ОЯ.

При расчете уязвимости территории муниципальных образований региона по отношению к конкретному ОМЯ по формуле (3) учитывалось наличие у этого явления коэффициента агрессивности, т.е. в расчетах участвовали только явления, способные приобретать разрушительный характер для населения, объектов инфраструктуры и экономики [Кобышева и др., 2020]. Так, при оценке уязвимости Усть-Коксинского района к ОМЯ не включались данные высокогорных метеостанций Ак-Кем, Кара-Тюрек, так как на этих территориях отсутствуют населенные пункты и, соответственно, объекты жизнеобеспечения.

$$Y = (s / S) \times m \times t_{\text{ср.}} \times K, \quad (3)$$

где Y – уязвимость территории от конкретного ОМЯ (ед.), s – средняя площадь воздействия данного явления (км^2), S – площадь административной территории

(км^2), m – численность населения административной территории (чел), $t_{\text{ср.}}$ – время действия ОМЯ (сут), K – коэффициент агрессивности данного ОМЯ (ед.).

При оценке уязвимости территории муниципальных образований влиянию ОГЯ, согласно методике [Антонов, 2011], учитывались:

- количество затороопасных участков;
- количество участков автомобильных дорог, находящихся в зоне воздействия подтопления;
- количество мостов, находящихся в зоне воздействия паводка;
- количество населения, попадающего в зону воздействия паводка;
- наличие гидротехнических сооружений.

Итоговые показатели усреднялись и выражались в долях единицы. За единицу принимались максимальные значения соответствующих показателей на территории региона.

Экономический ущерб и, соответственно, риски принято рассчитывать через валовой региональный продукт (ВРП) [Кобышева и др., 2015]. Ввиду отсутствия официальной информации об ВРП в разрезе муниципальных образований Республики Алтай, для расчета экономического риска от воздействия ОЯ использовались данные об объеме производства сельского хозяйства, объеме отгруженных товаров собственного производства, выполнения работ и услуг собственными силами, объеме инвестиций и средней зарплате (за 2021 г.).

Нормирование исходных данных при расчете экономического риска проводилось с помощью линейной нормировки по минимаксу, формула (4):

$$R_{\text{норм.}} = (R_{\text{исх.}} - R_{\text{мин.}}) / (R_{\text{макс.}} - R_{\text{мин.}}), \quad (4)$$

где $R_{\text{норм.}}$ – нормированный показатель экономического риска; $R_{\text{исх.}}$ – исходная величина показателя экономического риска; $R_{\text{мин.}}$ – минимальная величина показателя экономического риска; $R_{\text{макс.}}$ – исходная величина показателя экономического риска [Кобышева и др., 2015].

Расчеты социальной уязвимости и рисков для населения производились на основе применения мирового индекса риска ($R_{\text{м.и.}}$) в соответствии с подходами, представленными в работе [Кобышева и др., 2015]. Данный индекс риска учитывает не только экономические и социальные факторы, но и эффективность действий государственной власти. Последние могут предотвратить, снизить или, напротив, усилить последствия для социально-экономической сферы от природного катаклизма. Мировой индекс риска определяется на основе сопоставления вероятностей стихийных бедствий и социальной уязвимости общества к различным типам стихийных бедствий по формуле (5):

$$R_{\text{м.и.}} = p_{\text{ОЯ}} (0,33B + 0,33P + 0,33PA), \quad (5)$$

где $роя$ – суммарная повторяемость ОЯ; В – восприимчивость (вероятность понести ущерб); Р – реагирование (способность минимизировать негативные последствия); ПА – потенциал адаптации (долгосрочные стратегии экономических и социальных изменений).

Данный подход был адаптирован для расчета социальной уязвимости населения муниципальных районов Республики Алтай, исходя из доступных статистических данных. Составляющие индекса риска и их вес в процентах представлены в табл. 1. Социально-

экономические показатели для муниципальных районов Республики Алтай были взяты на сайте Федеральной службы госстатистики по Алтайскому краю и Республике Алтай (<https://akstat.gks.ru>) и пересчитаны на 1 000 человек населения.

Все показатели, входящие в каждую составляющую социального риска, выражались в относительных единицах и суммировались с учетом их долевого вклада в отмеченной выше методике [Кобышева и др., 2020].

Составляющие показателя уязвимости населения муниципальных районов Республики Алтай от опасных явлений

Components of the indicator of vulnerability of the population of municipal districts of the Altai Republic from dangerous phenomena

Таблица 1

Table 1

Составляющие показателя	Социально-экономический показатель риска	Долевой вклад, %
Восприимчивость общества к опасным природным явлениям	Доля нетрудоспособного населения. Доля населения с доходами ниже прожиточного минимума. Доля населения, живущего в ветхом и аварийном жилье	33,3 33,3 33,3
Реагирование (способность общества минимизировать негативные последствия) на опасные природные явления	Рейтинг эффективности органов местного самоуправления (оценка мониторинга социально-экономического развития муниципалитетов). Численность организаций гражданской обороны. Число врачей и больничных коек на 1 000 населения. Расходы на социальную поддержку населения	25 25 40 10
Потенциал адаптации общества к опасным природным явлениям (долгосрочные стратегии)	Объем инвестиций в основной капитал за исключением бюджетных средств, по кругу предприятий, не относящихся к субъектам малого предпринимательства	100

Особенности изменения климата на территории Республики Алтай

В Республике Алтай действует метеорологическая и гидрологическая наблюдательные сети. Первая состоит из 12 метеорологических станций, вторая включает 22 гидрологических поста, в том числе 9 станций фонового мониторинга Яйлю. Посредством гидропостов ведется мониторинг гидрологического режима на 13 реках в трёх бассейнах основных рек региона – р. Катунь, р. Бия, р. Чарыш и оз. Телецкое.

Метеостанции расположены преимущественно в пределах заселённых речных долин и межгорных котловин низкогорья и среднегорья Горного Алтая. В высокогорной зоне находятся три станции – одна в Чуйской котловине и две на Катунском хребте, на высоте чуть более 2 000 м у подножья г. Белухи и на вершине водораздела, на высоте более 2 500 м (табл. 2).

На территории республики изменения основных климатических параметров (температура и осадки) во многом происходят под влиянием орографических условий. Так, закономерно по мере увеличения высоты

над уровнем моря снижается средняя температура июля, а в котловинах, окруженных горными хребтами, возникает дефицит осадков и в зимний период формируются температурные инверсии с самыми низкими по региону январскими температурами (табл. 2).

На высокогорных склонах и водоразделах Горного Алтая (станции Кара-Тюрек и Ак-Кем) благодаря местным теплым ветрам фёнам средняя температура января выше -20°C , в отличии от межгорных котловин, где она, как правило, ниже (табл. 2).

Над речными долинами фёны размывают облачность и, как следствие, уменьшают атмосферные осадки. Яркий пример – долина р. Катунь в районе метеостанции Чемал, где в зимний период снежный покров выдувается и испаряется (табл. 2).

Подобные микроклиматические особенности прослеживаются и в тенденциях изменения климата. Анализ повышения сезонных температур воздуха в период 1991–2020 гг. относительно нормы 1961–1990 гг. показал наличие закономерностей в распределении аномалий в зависимости от орографических условий и режима увлажнения.

Таблица 2
Местоположение и основные климатические параметры на метеостанциях Республики Алтай

Table 2
Location and main climatic parameters at the weather stations of the Altai Republic

	Метеостанции (Индекс ВМО)	Широта и дол- гота	Высота н. у. м., м	Форма рельефа	Температурный режим			Режим осадков	
					1	2	3	4	5
Низкогорье	Турочак (36061)	52°15'05,3" 87°07'20,6"	327	Долина реки Бия	-17,2	19,2	2,1	776	166
	Кызыл-Озёк (36055)	51°53'25,5" 85°59'57,2"	331	Долина реки Майма	-14,1	19,0	3,1	733	154
	Яйлю (36064)	51°46'17,4" 87°36'16,1"	480	Терраса в долине Телец- кого озера	-8,0	17,6	4,5	878	142
Среднегорье	Чемал (36058)	51°23'23,2" 86°01'21,9"	420	Долина реки Чемал	-11,7	19,1	4,5	534	97
	Онгудай (36231)	50°44'47,4" 86°08'10,4"	833	Урсульская котловина	-19,4	17,5	0,9	388	132
	Шебалино (36057)	51°17'48,1" 85°40'59,6"	865	Долина реки Сема	-12,4	16,6	2,6	547	126
	Катанда (36237)	50°09'49,0" 86°10'40,4"	949	Катандинская межгорная котловина	-21,0	16,5	-0,2	437	147
	Усть-Кокса (36229)	50°16'17,9" 85°37'12,4"	978	Уймонская межгорная котловина	-20,0	16,8	0,3	475	139
	Усть-Кан (36213)	50°55'44,9" 84°45'56,8"	1 037	Канская межгорная кот- ловина	-16,1	15,6	0,6	367	119
Высокогорье	Кош-Агач (36259)	50°00'31,6" 88°40'19,9"	1 760	Чуйская межгорная котловина	-27,3	15,3	-3,7	123	112
	Ак-Кем (36443)	49°54'51,5" 86°32'38,2"	2 050	Долина озера Ак-Кем	-16,8	10,1	-3,1	567	184
	Кара-Тюрек (36442)	50°01'56,5" 86°27'00,5"	2 596	Вершина водораздела Катунского хребта	-16,4	7,7	-4,8	582	218

Примечание. Числами обозначены средние многолетние нормы (1991–2020 гг.) температуры воздуха (°C) января (1), июля (2) и среднегодовые значения (3); средняя многолетняя норма (1991–2020 гг.) суммы осадков (4, мм), средняя (1976–2016 гг.) продолжительность залегания снежного покрова (5, дней).

Note. The figures indicate the average long-term norms (1991–2020) of air temperature (°C) in January (1), July (2) and average annual values (3); the average long-term norm (1991–2020) of precipitation (4, mm), average (1976–2016 duration of snow cover (5, days).

В частности, постепенное снижение величин отклонений температуры воздуха от нормы в течение года, начиная с зимнего периода, характерно для котловин Юго-Восточного и Центрального Алтая, где годовая сумма осадков не превышает 500 мм в год. Не соответствует этой закономерности лишь Канская котловина, расположенная западнее всех остальных (рис. 1). Возможной причиной этого является большая частота повторяемости фёнов в сравнении с другими котловинами (в 2 раза по сравнению с Уймонской и Урсульской котловинами [Сухова, 2001]), что также косвенно подтверждают максимальные среди котловин среднегодовые скорости ветра и более высокая температура января (табл. 2).

Из графиков (рис. 1) видно, что в «фёновых» речных долинах в зимний период наблюдаются минимальные отклонения температуры воздуха от нормы. Видимо прогревающий эффект этих тёплых ветров отчасти сглаживает прирост зимних температур. При этом максимальные по году температурные аномалии

во всех долинах рек, озер, в Канской котловине и в высокогорье отмечаются в весенний период.

В пространственном отношении аномалии весенних и зимних температур нарастают от центра региона (среднегорная зона – прирост зимних температур относительно нормы 0,4–0,8 °C) к его периферии северной низкогорной территории (1,3–1,4 °C) и южной высокогорной (1,1–1,6 °C). Обратная картина характерна для лета и осени, кроме метеостанции Кош-Агач, выделяющейся максимальными уровнями отклонений от нормы во все сезоны года (рис. 2).

В.В. Паромов и соавт. [2001] уже в период 1951–1990 гг. отмечали в котловинах максимальные для Горного Алтая тенденции прироста зимних температур, при этом выявлялась прямая зависимость от параметра котловинности. Однако главной причиной изменений приземной температуры воздуха и осадков В.В. Паромов и другие авторы считают перестройку режима макроциркуляции над территорией Сибири в конце XX в.

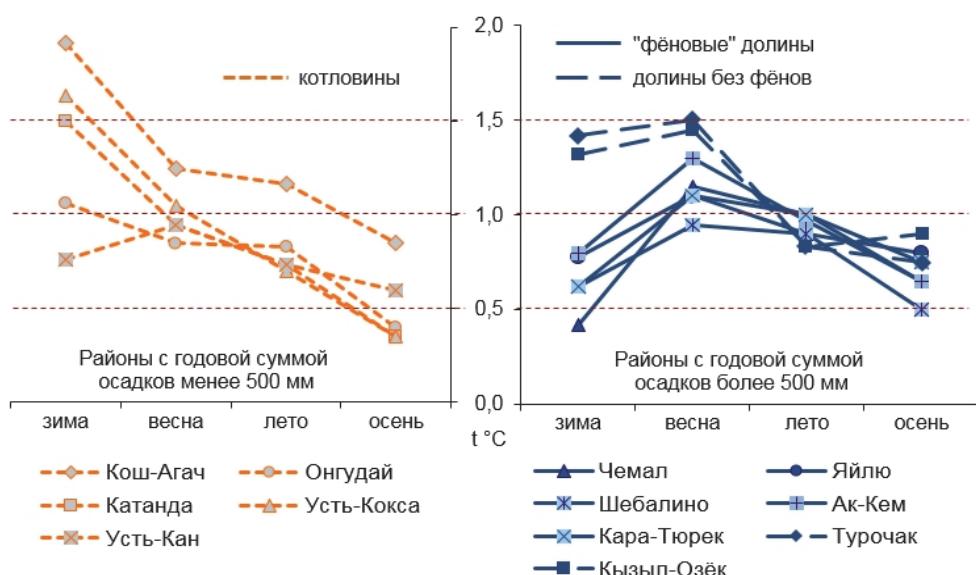


Рис. 1. Уровни отклонения от нормы (1961–1990 гг.) среднемноголетних сезонных значений температуры воздуха (1991–2020 гг.) в зависимости от формы рельефа и уровня увлажнения

Fig. 1. Levels of deviation from the norm (1961–1990) of the average annual seasonal values of air temperature (1991–2020) on the shape of the relief and the level of humidification

В работе И.В. Латышевой и соавт. [2011] есть ссылка к достаточно большому количеству публикаций отечественных и зарубежных исследователей, которые находят подтверждения влияний циркуляционного фактора на аномалии температур в разных регионах земного шара. Невозможно не согласиться с выводами авторов о трансформации Азиатского антициклона. Начиная с середины 1960-х гг. под действием изменений термического и циркуляционного режимов атмосферы, периоды его усиления и расширения сменялись разделением на части и смешением в западном направлении.

Азиатский максимум в зимний период формирует над Алтаем холодную и ясную погоду, в котловинах в этот период проявляются температурные инверсии. Сравнивая периоды ослабления антициклона (по данным изменений геопотенциала (дкм) в центре Азиатского антициклона на изобарической поверхности 1 000 гПА в январе 1955–2017 гг. [Вологжина, Латышева, 2019]) с динамикой скачков температурных аномалий относительно нормы 1961–1990 гг., закономерно прорисовывается их обратная зависимость. В разных котловинах коэффициент корреляции между этими показателями изменяется от –0,48 до –0,57 (при $n = 63$).

По сравнению с термическим режимом осадки имеют более сложную пространственную и временную динамику. Среднегодовые суммы осадков на

территории Республики Алтай за период 1991–2020 гг. в сравнении с нормой 1961–1990 гг. в долевом отношении изменились незначительно, как и соотношение осадков теплого и холодного периодов года. В абсолютных значениях величина отклонений от нормы сумм сезонных осадков изменяется в пределах 1–34 мм. При этом преобладающее увеличение количества осадков относительно нормы характерно для котловин, фёновых долин среднегорья и высокогорной станции Ак-Кем. Все они имеют в целом сходную картину варьирования аномалий осадков по сезонам года с максимумом роста осадков летом и переходом в отрицательный знак осенью (рис. 3).

В долинах низкогорий и на метеостанции Кара-Тюрек осенние тенденции снижения количества осадков также наблюдаются, но для летнего периода здесь уже характерно существенное снижение сумм осадков относительно нормы. Наличие закономерностей в изменении количества осадков в зависимости от их годовой суммы подтверждают значимые корреляционные связи. Так, для весеннего периода характерна положительная связь с наиболее высокими значениями коэффициента корреляции (при вероятности 95 %, $r = 0,58$), отрицательная и менее значимая для осени (при вероятности 90 %, $r = -0,47$) и отрицательные, но ниже уровня значимости для летнего и зимнего периодов ($r = -0,38$ и $r = -0,13$ соответственно).

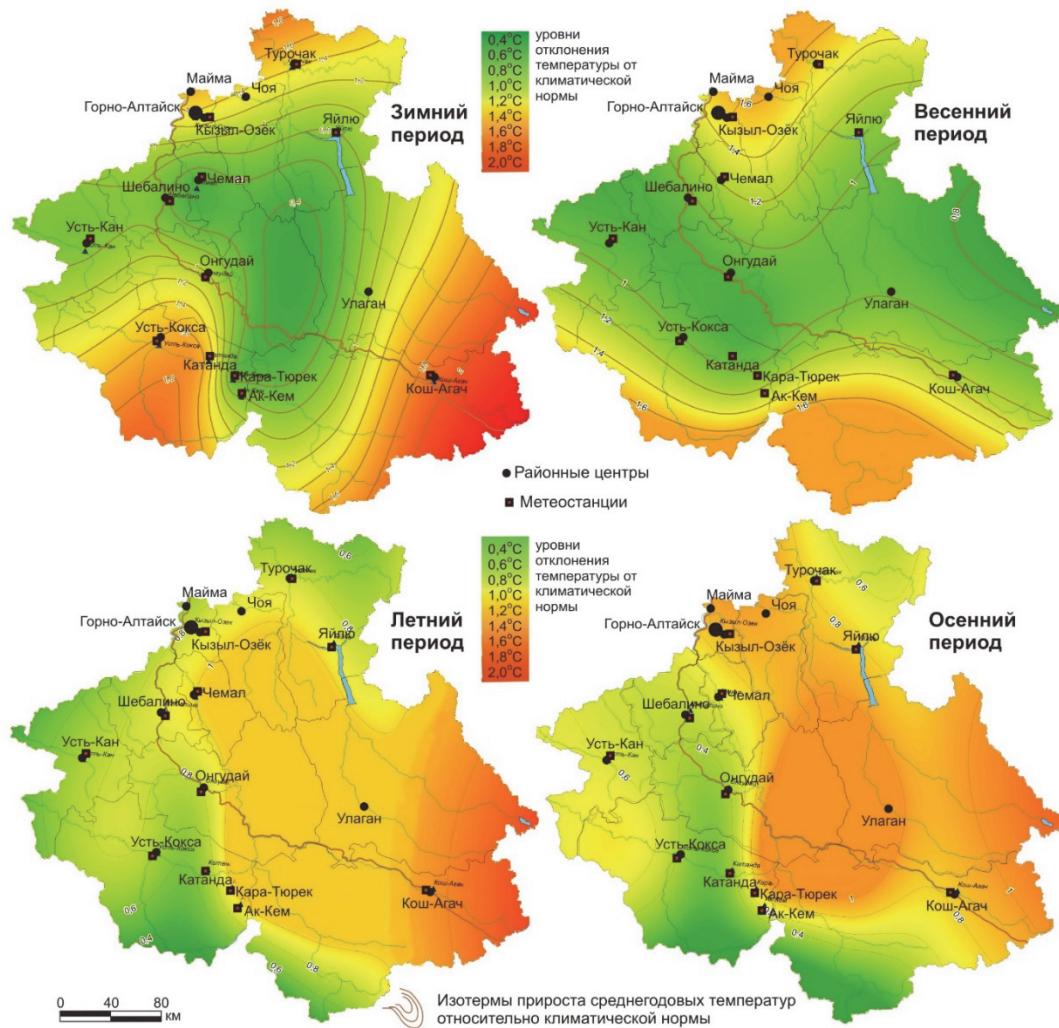


Рис. 2. Пространственное распределение на территории Республики Алтай (без учёта орографии) отклонений от нормы (1961–1990 гг.) среднемноголетних сезонных значений температуры воздуха (1991–2020 гг.)

Fig. 2. Spatial distribution on the territory of the Altai Republic (excluding orography) of deviations from the norm (1961–1990) of the average annual seasonal values of air temperature (1991–2020)

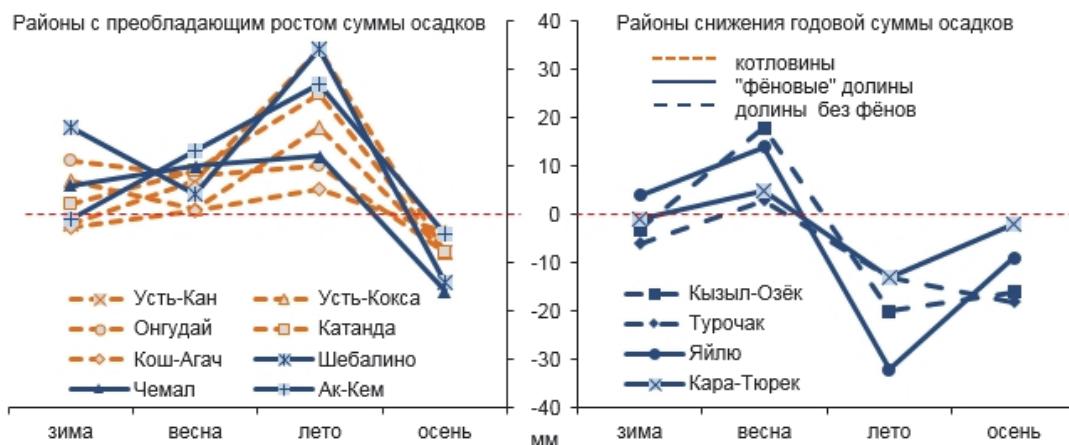


Рис. 3. Особенности распределения отклонений от нормы (1961–1990 гг.) сезонных сумм осадков (1991–2020 гг.) в зависимости от формы рельефа и уровня увлажнения

Fig. 3. Features of the distribution of deviations from the norm (1961–1990) of seasonal precipitation amounts depending (1991–2020) on the shape of the relief and the level of moisture

Важно также отметить, что повсеместный рост весенних осадков и учащение случаев выпадения в сутки месячных норм существенно повышают риски наводнений, особенно в период половодья. Рекорды по суточным максимумам осадков апреля и мая были отмечены на 7 из 12 метеостанциях после 1990 г., преимущественно в 2004–2005 гг. При этом на станциях Шебалино, Чемал, Турочак, Онгудай суточный максимум практически составил месячную норму осадков. В эти же годы в районе станции Чемал фиксировались аномально высокие температуры воздуха в летний период.

Опасные явления и их повторяемость

По данным Горно-Алтайского ЦГМС, в период 1998–2020 гг. на территории республики в среднем за год фиксировалось чуть более 30 случаев опасных явлений метеорологического характера. К наиболее часто возникающим ОМЯ относятся очень сильный ветер, в том числе ураганы и шквалы, аномальные осадки (очень сильные дожди, сильные ливни, мокрый снег, сильный снег), сильный мороз, значительно реже град и сильная жара (табл. 3).

Распределение ОМЯ на территории Республики Алтай неравнозначное и отличается по высотным уровням. Явления, обусловленные аномально низкими температурами, наблюдались в основном в высокогорной зоне и в центральных частях среднегорной зоны. С периодичностью в 5–7 лет в период 1998–2020 гг. на территории республики наблюдались случаи понижения температуры воздуха до -35 – $-47,7^{\circ}\text{C}$. Сильные морозы отмечались в 2005 г. на территории Онгудайского района, в 2005, 2011, 2012, 2018 гг. – на территории Усть-Коксинского района, в 2004, 2005, 2008, 2011, 2014, 2016, 2018 гг. – на территории Кош-Агачского района. Наиболее холодным в этот период признан 2015 г., когда сильные морозы отмечались на территории Онгудайского (до -41°C), Усть-Коксинского (от $-41,1^{\circ}\text{C}$ в горах до $-44,7^{\circ}\text{C}$ в Уймонской котловине), Кош-Агачского (до $-47,7^{\circ}\text{C}$) районов.

ОМЯ, связанные с аномально высокими температурами, довольно редки и характерны для низкогорных и среднегорных зон республики, в основном это повышение температуры до $+35^{\circ}\text{C}$, реже выше. Сильная жара наблюдалась в 2004–2005 гг. на территории Чемальского района, температура тогда достигала $+37,9^{\circ}\text{C}$; в 2014 г. – на территории Турочакского района, $+38,2^{\circ}\text{C}$.

Максимальное количество явлений, связанных с сильным ветром и метелями, зафиксировано в высокогорных территориях, в частности на отрогах Катунского хребта на метеостанциях Кара-Тюреk (на водо-

разделе) и Ак-Кем (в долине оз. Ак-Кем), расположенных вне населенных пунктов. Если же не брать во внимание эти данные, то в целом по Республике Алтай распределение явлений, обусловленных сильным ветром, достаточно равномерное.

Расчёт суммарной повторяемости ОМЯ без учёта высокогорных станций (Кара-Тюреk в среднем 7,3 случая в год, Ак-Кем – 5,4) показал, что наиболее высокая повторяемость характерна для северной части Республики Алтай – станции Яйлю (1,7 случаев в год), Турочак (1,2) и Кызыл-Озёк (1,0), а также для Юго-Восточного Алтая (Кош-Агач – 1,1). По другим метеостанциям показатель суммарной повторяемости в среднем менее 1 случая в год (0,2–0,8).

По видам явлений наиболее часто повторяющиеся на территории региона (без Кара-Тюреk и Ак-Кем) являются очень сильный дождь (до 4 раз в год), сильный мороз и очень сильный ветер. Примерно раз в 2 года наблюдается образование сильных гололедно-изморозевых отложений и очень сильный снег, с периодичностью в 3 года повторяется крупный град, продолжительный сильный дождь и шквалы ветра примерно раз в 4 года, сильный ливень – раз в 6 лет. К самым редким явлениям относится сильная жара, в период 1998–2020 гг. имевшая показатель повторяемости 0,2. Наибольшим количеством ОМЯ выделяются 2004, 2005 и 2002 гг. – соответственно, по 90, 60 и 60 случаев ОМЯ (суммарное количество), отмеченных на территории Республики Алтай в эти годы.

Одной из вероятных причин роста аномалий в оценочном докладе об изменениях климата на территории Российской Федерации [Третий оценочный доклад..., 2022] отмечается накладывание на процесс потепления значительных междесятилетних колебаний, особенно выраженных зимой. Так, отмечалось, что вслед за периодом потепления между серединой 1970-х и серединой 1990-х гг. произошло похолодание на большей части территории России из-за изменений атмосферной циркуляции атлантико-европейского сектора. При этом многолетние тренды роста аномалий температуры на территории Республики Алтай и Российской Федерации схожи, отличаются лишь интенсивностью отклонений.

Авторы оценочного доклада также утверждают, что повышение температуры приводит к росту содержания водяного пара в атмосфере и потенциально способствует росту осадков, особенно их экстремальных значений. При этом весной отмечается наиболее заметное проявление увеличения вклада конвективной облачности, летом – увеличение частоты облаков верхнего яруса и перераспределение вклада между кучево-дождовыми и слоисто-дождовыми облаками.

Таблица 3

Перечень и краткая характеристика опасных метеорологического явлений, зафиксированных на территории Республики Алтай в период 1998–2020 гг.

Table 3

The list and brief description of dangerous meteorological phenomena recorded on the territory of the Altai Republic in the period 1998–2020

Тип ОЯ	Виды ОЯ	Количество ОЯ	Значение
Ветер	Очень сильный ветер (не менее 2 м/с5) Ураганный ветер (более 33 м/с) Шквал (более 25 м/с / более 1 мин)	531	25–46 м/с
Дождь	Очень сильный дождь (не менее 50 мм / до 12 ч) Сильный ливень (не менее 30 мм / до 1 ч) Продолжительный сильный дождь (не менее 100 мм / 12–48 ч или более 120 мм / более 48 ч)	102	30–129 мм
Град	Крупный град	7	20–39 мм в диаметре
Снег	Очень сильный снег. Мокрый снег	27	20–101 мм
Метель	Сильная метель	30	Видимость 50–100 м / ветер 23–34 м/с
Мороз	Очень сильный мороз	23	от -37,3°C до -47,7°C
Жара	Сильная жара	3	от +37,3°C до +38,2°C

Опасные явления гидрологического характера на территории Республики Алтай представлены:

- половодьями, паводками, затопами и зажорами, приводящими к наводнениям;
- низкими уровнями воды, нарушающими работу водозаборных сооружений;
- селями и лавинами, наносящими ущерб хозяйственным объектам и представляющими опасность для населённых пунктов, инфраструктуры и населения.

Согласно данным ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», за период 1991–2021 гг. количество опасных ОГЯ и частота их проявления стали увеличиваться, начиная с 2005 г. При этом наиболее часто повторяющимися ОГЯ в регионе были паводки (46,8 %), половодья (27,4 %) и низкая межень (22,6 %). Динамика по селям и лавинам, нанесшим ущерб хозяйственным объектам или создавшим опасность для населённых пунктов, за интересуемый период отсутствует.

Превышения критических отметок в период половодья на большинстве рек Республики Алтай были зарегистрированы в 2003–2006 гг., в 2010 и 2012 гг. В той или иной степени действию процессов гидрологического характера в период весеннего половодья подвержены Майминский, Чойский, Турочакский, Усть-Коксинский районы. Результатами действия процессов становятся затопления и подтопления жилых домов, разрушение участков дорог, мостов, повреждение ЛЭП, активизация оползней.

До начала второй половины XX в. крупные паводки отмечались в регионе практически каждые 10 лет – в 1920, 1928, 1937, 1954, 1958, 1969 гг.

В 1984 г. произошло довольно резкое падение среднегодовой температуры воздуха (в среднем на 2,6 °C), в основном за счёт понижения зимних и летних температур. Наиболее интенсивное снижение значений среднегодовых температур произошло в северной и северо-западной части региона – в Кызыл-Озёке на 3,4 °C, в Турочаке на 3,0 °C, в Чемале и Усть-Кане на 2,9 °C. В Кош-Агаче изменения были наименее значительными – 1,3 °C. Примечательно, что в период 1983–1986 гг. также наблюдалось снижение солнечной активности, число Вольфа снизилось с 91,0 до 14,8 единиц соответственно. В 1988 г., напротив, произошел всплеск активности солнца с 34 до 123 единиц. Р.А. Аванесян отмечает, что с этого года происходит увеличение вероятности формирования высоких максимумов уровня воды в период половодья на реках Катунь и Бия из-за роста средневесенних температур и одновременного снеготаяния в нескольких высотных зонах бассейна [Аванесян, 2013].

Наиболее разрушительный паводок, произошедший в Республике Алтай в конце мая – начале июня 2014 г., ставший чрезвычайной ситуацией федерального значения, также совпал с годом пиковой активности солнца (113,3 ед.). По факту основной его причиной стали сильные дождевые осадки, выпавшие за короткое время в пик половодья на основных реках региона. Также отметим, что анализ корреляционных зависимостей между аномалиями среднегодовых и сезонных температур на территории республики и числом Вольфа выявили статистически значимые положительные связи этого показателя с температурами июля и лета – $r = -0,22 \dots -0,25$ (при $n = 66$).

Аномалии суточных максимумов осадков в горной местности нередко способствуют развитию таких опасных явлений, как русловые деформации в береговой зоне горных рек и селевые явления в высокогорье. Например, прорыв плотины и разгрузка озера Маашей в июле 2012 г. была обусловлена именно интенсивными дождями, выпавшими в течение 4 дней в горах Юго-Восточного Алтая. Крупный сель по р. Курайка в 2012 и 2013 гг. также был вызван аномальными дождовыми паводками.

По заторам наиболее сложная ситуация складывается в районе с. Чемал, где ни раз они приводили к зимним наводнениям. Условиями образования зажоров на р. Катуни является наличие большого количества полыней, в них происходит интенсивное переохлаждение воды, вызывающее образование транзитной шуги в течение всей зимы. На поворотах и узких местах русло Катуни бывает почти полностью (70–90 %) зашуговано от нижней поверхности льда до дна. Закупорка русла шугой часто сохраняется до момента вскрытия реки весной. Сток воды осуществляется лишь в отдельных незашугованных участках живого сечения и путем фильтрации в шуге. Наибольшие подъемы уровня воды при зажоре, отмеченные на р. Катунь в пределах Майминского района, достигали 2 м.

В целом проведенный анализ ОГЯ предварительно позволяет говорить о том, что изменения в режимах основных климатических параметров приводят к изменению гидрологического режима на реках Республики Алтай, в первую очередь посредством увеличения частоты и интенсивности наводнений в период паводков, в меньшей степени половодий.

Социально-экономические риски

Социально-экономический ущерб от гидрометеорологических явлений тесно связан как с интенсивностью опасного явления, так и с физико-географическими и социально-экономическими особенностями района, охваченного ОЯ. По данным ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», за период 1991–2021 гг. на территории Республики Алтай был зарегистрирован ущерб от 306 опасных и неблагоприятных явлений погоды. Таким образом, ущерб нанесли только около 42 % ранее отмеченных ОЯ, что объясняется распространением некоторых ОЯ на территориях со слабой хозяйственной деятельностью или при полном её отсутствии.

Наиболее высокие значения экономического риска наблюдаются на территориях, где сочетаются повышенная повторяемость экстремальных явлений, высокая плотность населения и хорошо развитая инфраструктура.

При этом значимость этих составляющих риска различна. Так, например, в г. Горно-Алтайске и Майминском районе основную роль играет высокая плотность населения, а в Турочакском районе – высокая повторяемость ОЯ (сильного ветра, очень сильных дождей, крупного града, гололедных явлений). Для Усть-Коксинского района характерен наиболее низкий уровень экономических рисков от ОЯ, в первую очередь из-за низкой частоты их проявления (без учёта самых высокогорных станций Ак-Кем и Карагюрек) (рис. 5).

Социальный риск определяется на основе сопоставления повторяемости ОЯ и социальной уязвимости населения. Наибольшие значения социального риска из-за высокой повторяемости ОЯ вновь характерны для населения Турочакского района. Эта ситуация также усугубляется низкой социальной защищенностью населения (малое число врачей и больничных коек по отношению к численности населения).

Остальные районы разделились на две группы в зависимости от степени защищенности населения от воздействия ОЯ. Для Майминского, Чойского, Шебалинского, Кош-Агачского, Улаганского районов и г. Горно-Алтайска характерна довольно значительная вероятность понести ущерб от ОЯ, однако здесь отмечается более высокий уровень социальных услуг, доступных населению, в случае наступления экстремальных явлений погоды. Для Онгудайского, Усть-Канского, Усть-Коксинского и Чемальского районов понижающим фактором социального риска стала наиболее низкая повторяемость ОЯ в регионе при средней степени реагирования и адаптации общества к ним (рис. 5).

Заключение

Проведенный анализ изменения климата на территории Республики Алтай показал, что параллельно с процессами повышения температуры воздуха и изменениями режима осадков в регионе фиксируются изменения в гидрологическом режиме основных рек региона. В частности, в последние десятилетия увеличилось количество и интенсивность наводнений, спровоцированных интенсивным снеготаянием в весенний период, в том числе в более высокогорных районах, ранее включавшихся в этот процесс в более поздний период, а также дождевых паводков, спровоцированных обильными осадками, выпадающими за короткий промежуток времени.

На этом фоне Республика Алтай сталкивается с ростом экономических и социальных рисков. Наиболее высокие значения экономического риска характерны для северной части региона, где сочетаются довольно высокая повторяемость ОЯ, высокая плотность населения и достаточно развитая инфраструктурная

сеть. Однако на большей части территории РА уровень рисков от развития ОЯ невысок ввиду низкой плотности населения и инфраструктуры. Уровень рисков в таких районах может повышаться вследствие низкого уровня социальных услуг, доступных населению.

Оптимальной адаптационной стратегией по снижению погодно-климатических рисков в наиболее экономически развитых районах республики с высокой численностью населения является создание инфраструктуры, более устойчивой к климатическим воздействиям.

Также необходима актуализация нормативных документов по строительству, содержащих специализированную климатическую информацию с целью учета метеорологических данных за последние десятилетия; ужесточение контроля над соблюдением строительных норм и правил при ремонте старых и строительстве новых сооружений; реконструкция сетей водоотведения с целью уменьшения утечек воды, способствующих размытию грунта и просадочным явлениям; развитие «зеленого строительства» (т.е. увеличение территорий парков и скверов, где отсутствует твердое покрытие) и т.д.

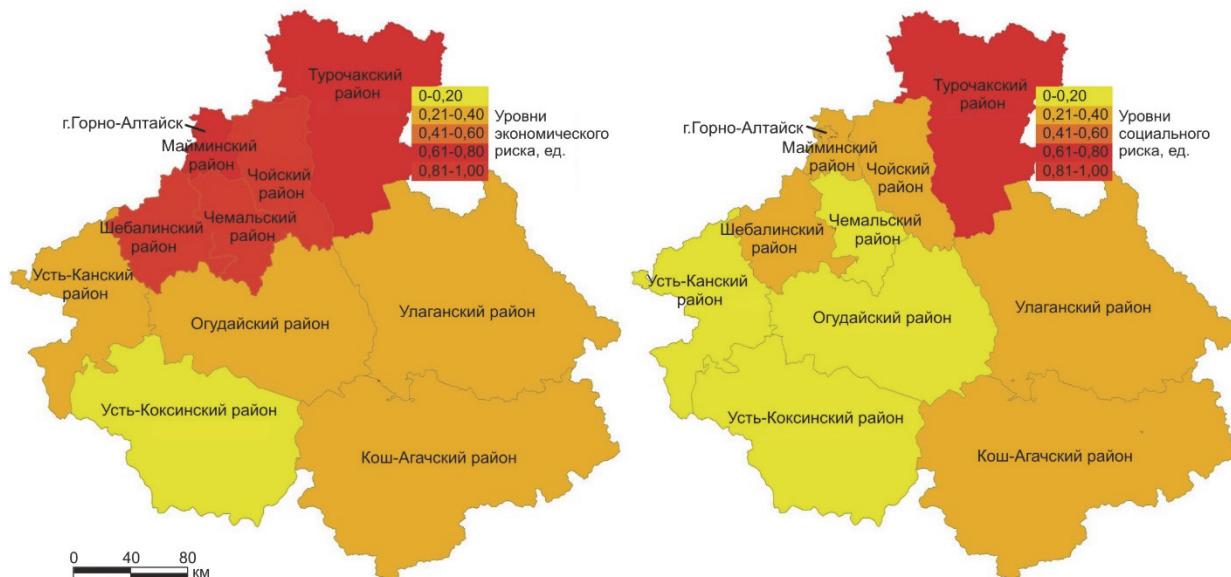


Рис. 5. Экономический (слева) и социальный (справа) риски от опасных явлений для муниципальных районов Республики Алтай, выраженные в долях единицы

Fig. 5. Economic (left) and social (right) risks from dangerous phenomena for municipal districts of the Altai Republic, expressed in fractions of a unit

В муниципальных образованиях со слабо развитой инфраструктурой и меньшей плотностью населения необходимыми мерами по снижению риска являются повышение социальной защищенности людей, включая выделение дополнительных средств для расселения людей из ветхих и аварийных домов, улучшение транспортной инфраструктуры, повышение доступности медицинской помощи и т.д.

Общей мерой по снижению экономических рисков от ОЯ на территории Республики Алтай может

стать эффективная система страхования, облегчающая процессы восстановления и компенсации ущербов. Не менее важным инструментом упреждения неблагоприятных последствий для населения и экономики является повышение надежности прогноза опасных метеорологических и гидрологических явлений, что в условиях изменения климата невозможно без более углубленного изучения процессов, происходящих в разных климатах горной страны.

Список источников

- Аванесян Р.А., Сухова М.Г. Направленность современных изменений основных гидрометеорологических характеристик Алтайской горной области // Современные проблемы науки и образования. 2011. № 6. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=17388825> (дата обращения: 10.08.2023).
- Аванесян Р.А. Пространственно-временные особенности формирования стока горных рек Алтая в условиях изменения природной среды : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Барнаул, 2013. 22 с.

- Антонов М.М.** Комплексная оценка опасных гидрологических явлений в бассейне Волги // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2011. № 1. С. 48–54.
- Бурлакова Л.М., Люцигер А.О., Пивоварова Е.Г.** Долговременные и современные тенденции изменения параметров климата высокого Алтайского Приобья // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2011. № 5 (79). С. 37–43.
- Волгожина С.Ж., Латышева И.В.** Динамика Азиатского антициклона и его влияние на климат и экологию Байкальского региона // Вестник ЗабГУ. 2019. № 3. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/dinamika-aziatskogo-antitsiklona-i-ego-vliyanie-na-klimat-i-ekologiyu-baykalskogo-regiona> (дата обращения: 07.08.2023).
- Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Республики Алтай в 2021 г. Горно-Алтайск. 2022. 160 с.
- Зуев В.В., Короткова Е.М., Уманова В.А.** Водный и ледовый режим реки Майма в условиях современных изменений климата (Горный Алтай) // Водное хозяйство России. 2019. № 5. С. 25–39.
- Изменение климата и его воздействие на экосистемы, население и хозяйство российской части Алтая-Саянского экорегиона: оценочный доклад / Под ред. А.О. Кокорина; Всемирный фонд дикой природы (WWF России). М., 2011. 168 с.**
- Кобышева Н.В., Акентьева Е.М., Галюк Л.П.** Климатические риски и адаптация к изменениям и изменчивости климата в технической сфере. СПб. : Кириллица, 2015. 214 с.
- Кобышева Н.В., Акентьева Е.М., Пигольцина Г.Б., Клюева М.В., Разова Е.Н., Шанина И.Н., Фасолько Д.В.** Методическое руководство по оценке и управлению погодно-климатическими рисками и разработке адаптационных мер с экономическим обоснованием их применения в хозяйственной и социальной сферах // Труды главной геофизической обсерватории им. А.И. Войкова. 2020. № 598. С. 5–136.
- Кужевская И.В., Нечепуренко О.Е., Чурсин В.В., Мацуяма Х.** Анализ проявления экстремальности климата с середины XX в. на территории Горного Алтая // Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 97–108.
- Латышева И.В., Лощенко К.А., Шахаева Е.В.** Исследование динамики Азиатского антициклона и холодных циркуляционных периодов на территории Иркутской области // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2011. Т. 4, № 2. С. 161–171.
- Модина Т.Д., Сухова М.Г.** Климат и агроклиматические ресурсы Алтая. Новосибирск : Универсальное кн. изд-во, 2007. 180 с.
- Паромов В.В., Савельева Н.И., Василевская Л.Н.** Процессы макроциркуляции и изменение речного стока в бассейнах Верхней и Средней Оби // Вестник Томского государственного университета. 2001. № 274. С. 69–77.
- Семенов В.А.** Климатически обусловленные изменения опасных наводнений, паводков и маловодий в крупных речных бассейнах России // Сборник научных трудов Всероссийской конференции «Водные проблемы крупных речных бассейнов и пути их решения» Барнаул, 2009. С. 194–203.
- Сухова М.Г.** Климаты ландшафтов Горного Алтая и их оценка для жизнедеятельности человека : дис. ... канд. геогр. наук. Горно-Алтайск, 2001. 191 с.
- Сухова М.Г., Модина Т.Д.** Современные изменения температурного режима воздуха и режима увлажнения на Алтае как проявление регионального изменения климата // Мир науки, культуры, образования. 2007. № 2 (5). С. 14–18.
- Сыромятин М.В.** Современные изменения климата и элементов высотной поясности ландшафтов Алтая : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб., 2010. 18 с.
- Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. СПб. : Наукомкие технологии, 2022. 124 с.
- Харламова Н.Ф.** Современные изменения климата внутриконтинентальных районов России // Известия АГУ. 2006. Вып. 3 (41). С. 47–52.
- Харламова Н.Ф.** Долговременные климатические изменения на внутриконтинентальной территории России (Алтайский регион) // Известия Алтайского государственного университета. Серия: Биологические науки. Науки о земле. Химия. 2010. № 3/1. С. 133–140.
- Шерстюков Б.Г.** Пространственные и сезонные особенности изменений климата в период интенсивного глобального потепления : автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Казань, 2008.
- Krasnoyarova B.A., Kharlamova N.F., Sharabarin S.N., Platalova T.G., Indyukova M.A., Garms E.O.** Strategic development of Agrarian sphere and recreation in the Altai regions, Russia, under regional climate change // RJOAS. 2015. No. 7. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/strategic-development-of-agrarian-sphere-and-recreation-in-the-altai-regions-russia-under-regional-climate-change> (дата обращения: 20.08.2023).

References

- Avanesyan R.A., Sukhova M.G. Napravlennost' sovremenennyh izmenenij osnovnyh gidrometeorologicheskikh harakteristik Altajskoj gornoj oblasti [Main focus of recent changes hydrometeorological characteristics Altay mountains] // Modern problems of science and education. 2011. No. 6. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=17388825> (Date of accessed: 10.08.2023). In Russian
- Avanesyan R.A. Prostranstvenno-vremennye osobennosti formirovaniya stoka gornyh rek Altaja v uslovijah izmenenija prirodnoj sredy [Spatio-temporal features of the formation of the flow of Altai mountain rivers in the conditions of changes in the natural environment] / abstract of the dissertation of the Cand. Sc. of Geographical. Barnaul. 2013. 22 p. In Russian
- Antonov M.M. Kompleksnaja ocenka opasnyh hidrologicheskikh javlenij v bassejne Volgi [Complex assessment of dangerous hydrological phenomena in the Volga basin]// Bulletin of the Moscow University. Series 5. Geography. 2011. No. 1. pp. 48–54. In Russian
- Burlakova L.M., Luciger A.O., Pivovarova E.G. Dolgovremennee i sovremennoe tendencii izmenenija parametrov klimata vysokogo Altayskogo Priob'ya [Long-term and modern trends in climate parameters of the High Altai Ob region] // Bulletin of the Altai State Agrarian University No. 5 (79). 2011. pp. 37–43. In Russian
- Vologzhina S.Zh., Latysheva I.V. Dinamika Aziatskogo antitsiklona i ego vliyanie na klimat i ekologiyu Baykal'skogo regiona [Dynamics of the Asian anticyclone and its impact on the climate and ecology of the Baikal region] // Vestnik ZabGU. 2019. No.3. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/dinamika-aziatskogo-antitsiklona-i-ego-vliyanie-na-klimat-i-ekologiyu-baykalskogo-regiona> (Date of accessed: 07.08.2023) In Russian

Doklad o sostojanii i ob ohrane okruzhajushhej sredy Respubliki Altaj v 2021 godu [Report on the state and environmental protection of the Altai Republic in 2021]. Gorno-Altaysk. 2022. 160 p. In Russian

Zuev V.V., Korotkova E.M., Uymanova V.A. *Vodny i ledoviy rezhim reki Maima v usloviyah sovremennoy izmeneniy klimata (Gorniy Altay)* [Water and ice regime of the Maima river in conditions of modern climate change (Gorny Altai)] // Water economy of Russia. 2019. No. 5. pp. 25–39. In Russian

Izmenenie klimata i ego vozdeystvie na jekosistemy, naselenie i hozjajstvo rossijskoj chasti Altae-Sajanskogo jekoregiona: ocenochnyj doklad [Climate change and its impact on ecosystems, population and economy of the Russian part of the Altai-Sayan Ecoregion: assessment report] / Edited by A.O. Kokorin; World Wildlife Fund (WWF of Russia). Moscow. 2011. 168 p. In Russian

Kobysheva N.V., Akentieva E.M., Galyuk L.P. *Klimaticheskie riski i adaptacija k izmenenijam i izmenchivosti klimata v tehnicheskoy sfere* [Climate risks and adaptation to climate change and variability in the technical sphere] St. Petersburg: "Cyrillic Publishing House". 2015. 214 p. In Russian

Kobysheva N.V., Akentieva E.M., Pigoltsina G.B., Klyueva M.V., Razova E.N., Shanina I.N., Fasolko D.V. *Metodicheskoe rukovodstvo po ocenke i upravleniju pogodno-klimaticeskimi riskami i razrabotke adaptacionnyh mer s jekonomiceskim obosnovaniem ih primenenija v hozjajstvennoj i social'noj sfereh* [Methodological guidance on the assessment and management of weather and climate risks and the development of adaptation measures with an economic justification for their application in the economic and social spheres] // Proceedings of the Main Geophysical Observatory named after A.I. Voeikov. 2020. No. 598. pp. 5–136. In Russian

Kuzhevskaja I.V., Nechepurenko O.E., Chursin V.V., Matsuyama H. Analysis of climatic extremity since the 1950s in the mountain Altai territory // Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research. 2020. No. 3. pp. 97–108. In Russian

Latysheva I.V., Loschenko K.A., Shakhaeva E.V. *Issledovanie dinamiki Azjatskogo antitsiklona i kholodnykh tsirkulyatsionnykh periodov na territorii Irkutskoy oblasti* [Study of the dynamics of the Asian anticyclone and cold circulation periods in the Irkutsk region] // Izvestiya Irkutskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya «Nauki o Zemle». 2011. T. 4. No 2. pp. 161–171. In Russian

Modina T.D., Sukhova M.G. *Klimat i agroklimaticheskie resursy Altaya* [Climate and agro-climatic resources of Altai]. Novosibirsk: Universal Publishing House. 2007. 180 p. In Russian

Paromov V.V., Savelyeva N.I., Vasilevskaya L.H. *Processy makrocirkulyacii i izmenenie rechnogo stoka v basseynah Verhney i Sredney Obi* [Processes of macrocirculation and changes in river flow in the basins of the Upper and Middle Ob] // Bulletin of the Tomsk State University. 2001. No. 274. pp. 69–77. In Russian

Semenov V.A. *Klimaticheski obuslovlennyye izmenenija opasnyh navodnenij, povodkov i malovidij v krupnyh rechnyh bassejnakh Rossii* [Climatically conditioned changes of dangerous floods, floods and low water in large river basins of Russia] // Collection of scientific papers of the All-Russian conference "Water problems of large river basins and ways to solve them". Barnaul. 2009. pp. 194–203. In Russian

Sukhova M.G. *Klimati landshaftov Gornogo Altaya i ih ocenka dlja zhiznedeyatel'nosti cheloveka* [Climates of landscapes of the Altai Mountains and their assessment for human life] / dissertation of the Cand. Sc. of Geographical. Gorno-Altaysk. 2001. 191 p. In Russian

Sukhova M.G., Modina T.D. *Sovremennye izmeneniya temperaturnogo rezhima vozduha i rezhima uvlazhneniya na Altay, kak proyavlenie regional'nogo izmeneniya klimata* [Modern changes in air temperature regime and humidification regime in Altai as a manifestation of regional climate change] // The world of science, culture, education. 2007. No. 2(5). pp. 14–18. In Russian

Syromyatina M.V. *Sovremennye izmeneniya klimata i jelementov vysotnoy poyasnosti landshaftov Altaya* [Modern climate changes and elements of high-altitude zonation of Altai landscapes] / abstract of the dissertation of the Cand. Sc. of Geographical. St. Petersburg. 2010. 18 p. In Russian

Tretiy ocenochnyj doklad ob izmeneniyah klimata i ih posledstviyah na territorii Rossijskoy Federacii. Obshhee rezuyme [The third assessment report on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. General summary] St. Petersburg: Science-intensive technologies. 2022. 124 p. In Russian

Kharlamova N.F. *Sovremennye izmeneniya klimata vnutrikontinental'nyh rayonov Rossii* [Modern climate changes in the inland regions of Russia] // Izvestiya ASU. 2006. Issue 3(41). pp. 47–52. In Russian

Sherstyukov B.G. *Prostranstvennye i sezonnnye osobennosti izmenenij klimata v period intensivnogo global'nogo potepleniya* [Spatial and seasonal features of climate change in the period of intense global warming] / abstract of the dissertation of the Doct. Sc. of Geographical. Kazan. 2008. In Russian

Krasnoyarova B.A., Kharlamova N.F., Sharabrina S.N., Platalova T.G., Indyukova M.A., Garms E.O. Strategic development of Agrarian sphere and recreation in the Altai regions, Russia, under regional climate change // RJOAS. 2015. No.7. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/strategic-development-of-agrarian-sphere-and-recreation-in-the-altai-regions-russia-under-regional-climate-change> (Date of accessed: 20.08.2023).

Информация об авторах:

Савенко К.С., кандидат географических наук, научный сотрудник, Горно-Алтайский филиал Института водных и экологических проблем СО РАН (ИВЭП СО РАН), Горно-Алтайск, Россия.

E-mail: geoekol04@mail.ru

Николаева О.П., кандидат географических наук, научный сотрудник, Горно-Алтайский филиал Института водных и экологических проблем СО РАН (ИВЭП СО РАН); доцент кафедры географии и природопользования, Горно-Алтайский государственный университет, Горно-Алтайск, Россия.

E-mail: nikool@mail.ru

Ситникова В.А., кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Горно-Алтайский филиал Института водных и экологических проблем СО РАН (ИВЭП СО РАН), Горно-Алтайск, Россия.

E-mail: geoekol04@mail.ru

Любимов Р.В., кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Горно-Алтайский филиал Института водных и экологических проблем СО РАН (ИВЭП СО РАН), Горно-Алтайск, Россия.

E-mail: geoekol04@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Savenko K.S., Cand. Sci. (Geography), research fellow, Gorno-Altaisk Branch of the Institute of Water and Environmental Problems SB RAS, Gorno-Altaisk, Russia.

E-mail: geoekol04@mail.ru

Nikolaeva O.P., Cand. Sci. (Geography), research fellow, Gorno-Altaisk Branch of the Institute of Water and Environmental Problems SB RAS; Associate Professor, Department of Geography and Environmental Management, Gorno-Altaisk State University, Gorno-Altaisk, Russia.

E-mail: nikoool@mail.ru

Sitnikova V.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner), research fellow, Gorno-Altaisk Branch of the Institute of Water and Environmental Problems SB RAS), Gorno-Altaisk, Russia.

E-mail: geoekol04@mail.ru

Lybimov R.V. Cand. Sci. (Geol.-Miner), research fellow, Gorno-Altaisk Branch of the Institute of Water and Environmental Problems SB RAS, Gorno-Altaisk, Russia.

E-mail: geoekol04@mail.ru

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

Статья поступила в редакцию 20.12.2022; одобрена после рецензирования 09.11.2023; принята к публикации 18.03.2024

The article was submitted 20.12.2022; approved after reviewing 09.11.2023; accepted for publication 18.03.2024

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2024. № 1

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 21.03.2024 г. Формат 60×84^{1/8}.

Гарнитура Times. Печ. л. 19,5; усл. печ. л. 18,1.

Тираж 50 экз. Заказ № 5840. Цена свободная.

Дата выхода в свет 19.04.2024 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